



**Structure profonde et réactivation de la marge  
est-algérienne et du bassin adjacent (secteur d'Annaba),  
contraintes par sismique réflexion multitrace et  
grand-angle terre-mer**

Boualem Bouyahiaoui

► **To cite this version:**

Boualem Bouyahiaoui. Structure profonde et réactivation de la marge est-algérienne et du bassin adjacent (secteur d'Annaba), contraintes par sismique réflexion multitrace et grand-angle terre-mer. Sciences de la Terre. Université Nice Sophia Antipolis; Université Abou Bekr Belkaid (Tlemcen, Algérie), 2014. Français. NNT : 2014NICE4116 . tel-01134669

**HAL Id: tel-01134669**

**<https://theses.hal.science/tel-01134669>**

Submitted on 24 Mar 2015

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences  
Ecole Doctorale en Sciences Fondamentales et Appliquées  
UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID TLEMCEM



THESE EN CO-TUTELLE

Pour obtenir le titre de  
**Docteur en Science**  
Université de Nice-Sophia Antipolis  
Université Abou Bekr Belkaïd Tlemcen



Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers, spécialité Géophysique

Présentée et soutenue par  
**Boualem BOUYAHIAOUI**

**Structure profonde et réactivation de la marge est-algérienne et du  
bassin adjacent (secteur d'Annaba), contraintes par sismique  
réflexion multitrace et grand-angle terre-mer**

Thèse dirigée par Jean-Yves COLLOT et Abbas MAROK  
Soutenue le 09 décembre 2014

**Jury :**

M. Nicolas CHAMOT-ROOKE	Rapporteur
M. Valenti SALLARES	Rapporteur
Mme. Mireille LAIGLE	Examinatrice
M. François ROURE	Examineur
M. Abdelkarim YELLES-CHAOUCHE	Examineur
M. Djawad ZENDAGUI	Examineur
M. Jean-Yves COLLOT	Directeur de thèse
M. Abbas MAROK	Co-directeur de thèse
Mme. Françoise SAGE	Co-directrice de thèse
M. Abdesalam ABTOUT	Co-directeur de thèse
M. Rabah LAOUAR	Invité





UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences  
Ecole Doctorale en Sciences Fondamentales et Appliquées  
UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID TLEMCEN



THESE EN CO-TUTELLE

Pour obtenir le titre de  
**Docteur en Science**  
Université de Nice-Sophia Antipolis  
Université Abou Bekr Belkaïd Tlemcen



Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers, spécialité Géophysique

Présentée et soutenue par  
**Boualem BOUYAHIAOUI**

**Structure profonde et réactivation de la marge est-algérienne et du  
bassin adjacent (secteur d'Annaba), contraintes par sismique  
réflexion multitrace et grand-angle terre-mer**

Thèse dirigée par Jean-Yves COLLOT et Abbas MAROK  
Soutenue le 09 décembre 2014

**Jury :**

M. Nicolas CHAMOT-ROOKE	Rapporteur
M. Valenti SALLARES	Rapporteur
Mme. Mireille LAIGLE	Examinatrice
M. François ROURE	Examineur
M. Abdelkarim YELLES-CHAOUCHE	Examineur
M. Djawad ZENDAGUI	Examineur
M. Jean-Yves COLLOT	Directeur de thèse
M. Abbas MAROK	Co-directeur de thèse
Mme. Françoise SAGE	Co-directrice de thèse
M. Abdesalam ABTOUT	Co-directeur de thèse
M. Rabah LAOUAR	Invité

## Résumé

Dans ce travail de thèse, nous analysons la structure crustale de la marge est-algérienne et du bassin adjacent (région d'Annaba), à partir d'un ensemble de nouvelles données acquises durant la Campagne SPIRAL'2009 incluant un profil sismique grand-angle terre-mer de ~240 km de long, des lignes sismiques réflexion pénétrante 360-traces, des profils gravimétriques et magnétiques, ainsi que des données complémentaires incluant notamment un ensemble de profils de sismique réflexion haute-résolution. La structure crustale du système marge-bassin nous permet de discuter les nombreux modèles cinématiques d'ouverture du bassin est-algérien proposés dans la littérature, afin de dater sa formation par rapport à la collision alpine maghrébine. Elle permet également de discuter la localisation de la déformation liée à la réactivation Plio-Quaternaire de la marge par rapport aux grands domaines lithosphériques, afin de mieux comprendre les modalités de l'inversion de ce système.

Dans le bassin profond, la modélisation directe des temps d'arrivée et des amplitudes des ondes réfractées et réfléchies met en évidence une croûte océanique anormalement mince de 5-5.5 km d'épaisseur, composée de deux couches. La première, de 2.2 km d'épaisseur, montre des vitesses comprises entre 4.8 à 6.0 km/s impliquant un fort gradient; la seconde de 3.3 km d'épaisseur, présente des vitesses comprises entre 6.0 à 7.1 km/s et un gradient de vitesse plus faible. La modélisation des temps d'arrivées des ondes S fourni pour cette couche un coefficient de Poisson de 0.28, indiquant qu'elle est majoritairement constituée de gabbros. La croûte du bassin est donc mince, mais de nature magmatique. Sous la marge, la modélisation grand-angle montre une croûte de type continentale amincie présentant les caractéristiques d'une croûte de marge divergente. Nous montrons par ailleurs, à partir des données de sismique réflexion, que l'épaisseur de la croûte varie significativement le long du segment de marge étudié. Elle s'amincit au large de la baie d'Annaba entre le massif de l'Edough et l'île de la Galite, située dans le Canal de Sardaigne. Au large du Cap-de-Fer, la croûte est par contre épaissie sous un relief arrondi interprété comme un édifice magmatisme Miocène probablement contemporain du magmatisme connu à terre dans l'est algérien et daté à 14-15 Ma. Ainsi dans ce secteur de la marge, l'épaisseur crustale est très variable au nord de la zone de suture alpine, située au sud de l'Edough puis sous la marge au large de la Baie d'Annaba. Enfin sous la surface d'érosion Messinienne, nous interprétons une unité très déformée et formée d'une superposition d'écaillles déformées comme les flyschs téthysiens rétro-charriés sur la marge lors de la collision.

A partir de la structure crustale et des anomalies magnétiques du bassin profond, nous proposons que le bassin est-algérien se soit ouvert à l'arrière de l'arc européen durant la migration vers le sud-est de ce dernier. Selon la direction des anomalies magnétiques, cette ouverture s'est effectuée le long d'un centre d'accrétion orienté NW-SE plus ou moins perpendiculaire à la zone de subduction, ce qui est atypique pour l'ouverture de bassins arrière-arc. Une telle géométrie pourrait s'expliquer la migration selon des directions divergentes du bloc Corso-Sarde vers l'est et du bloc Kabyle vers le sud, imprimant une forme coudée à la subduction. En profondeur, cette géométrie pourrait être à l'origine d'une déchirure du slab, hypothèse proposée pour expliquer une accrétion plus régulière et continue qu'ailleurs en Méditerranée occidentale, comme suggéré par le pattern d'anomalies magnétique particulièrement régulier à cet endroit du bassin.

L'amincissement de la croûte sous la marge au large de la baie d'Annaba résulterait quant à lui d'un étirement de l'arc européen permettant d'accommoder l'ouverture océanique arrière-arc. Ce scénario implique qu'il existe une dissymétrie dans les modalités de retrait du slab de part et d'autre de la zone de collision centrale algérienne : alors que les précédents études SPIRAL montrent qu'à l'ouest, la déchirure se propage parallèlement à la marge le long d'une STEP-fault permettant le recul vers l'ouest d'un slab étroit et l'ouverture du bassin ouest-algérien postérieurement à la collision, nous proposons qu'à l'est, l'ouverture du domaine océanique précède la collision, permettant ainsi l'expansion du domaine océanique et de l'arc européen avant qu'il ne soit à son tour bloqué par la collision et que le slab ne se retire vers l'est pour permettre l'ouverture du bassin Tyrrhénien.

L'analyse des profils de sismique réflexion aux différentes résolutions montre enfin que la déformation crustale récente liée à la réactivation de la bordure nord-algérienne se localise essentiellement sous la marge au niveau de la zone de striction de la croûte continentale, là où les gradients topographiques du toit et de la base de la croûte sont les plus forts. En bordure du bassin profond, seuls les sédiments seraient engagés dans la déformation là où émergent les failles crustales de la zone de necking. Ainsi, cette partie de la marge serait la plus déformable du système marge-bassin, et serait suffisamment déformable pour ne pas transmettre la déformation vers le bassin profond aussi bien dans le domaine continental hyper-amincit que le domaine océanique.

## Abstract

In this PhD-thesis, we analyze the crustal structure of the eastern Algerian basin and its southern margin in the Annaba region (easternmost Algeria), from a set of new geophysical data collected during the SPIRAL cruise in 2009, which included a wide-angle, 240-km-long, onshore-offshore seismic profile, multichannel seismic reflection lines, and gravity and magnetic data, complemented by the available geophysical data for the study area. From the crustal structure we discuss (1) the different kinematic models proposed in the literature for the Algerian basin opening, and (2) the localization of the recent deformation related to the margin reactivation compared to the main lithospheric domains of the margin-basin system, in order to better understand the terms of the structural inversion.

The analysis and modeling of the wide-angle seismic data using travel-times and amplitudes, and integrated with the multichannel seismic reflection lines, reveal the detailed structure of an ocean-to-continent transition. In the deep basin, there is an ~5.5-km-thick oceanic crust that is composed of two layers. The upper layer of the crust is defined by a high velocity gradient and P-wave velocities between 4.8 km/s and 6.0 km/s, from the top to the bottom. The lower crust is defined by a lower velocity gradient and P-wave velocity between 6.0 km/s and 7.1 km/s. The Poisson ratio in the lower crust deduced from S-wave modeling is 0.28, which indicates that the lower crust is composed mainly of gabbros. Below the continental edge, a typical continental crust with P-wave velocities between 5.2 km/s and 7.0 km/s, from the top to the bottom, shows a gradual seaward thinning of ~15 km over a ~35-km distance. This thinning is regularly distributed between the upper and lower crusts, and it characterizes a rifted margin, which has resulted from back-arc extension at the rear of the Kabylia block, here represented by the Edough Massif at the shoreline. Above the continental basement, a ~2-km-thick, pre-Messinian sediment layer with a complex internal structure is interpreted as allochthonous nappes of flysch back-thrusted on the margin during the collision of Kabylia with the African margin. The crustal structure, moreover, provides evidence for Miocene emplacement of magmatic intrusions in both the deep basin and the continental margin. Based on the crustal structure, we propose that the eastern Algerian basin opened during the south-eastward migration of the European forearc before the collision, along a NW-SE elongated spreading center that ran perpendicular to the subduction trend. Such an atypical geometry is explained by the diverging directions of the subduction rollback during the back-arc opening: eastward for the Corsica–Sardinia block, and southward for the Kabylia blocks. This geometry of the forearc can be interpreted as the surface expression of a slab tear at depth, which is responsible for atypical magmatism in the overlying back-arc east-algerian oceanic basin.

The analysis of seismic reflection profiles with different resolutions shows that the recent crustal deformation related to the reactivation of the northern Algerian border is mainly located in continental domain, at the necking zone, where the topographic gradient of the top and the base of the crust are strongest. On the edge of the deep basin, only the sediments would be engaged in the deformation, where the crustal faults of the necking zone emerge. Thus, this part of the margin would be the more deformable of margin-basin system, and would be sufficiently deformable to not transmit the deformation to the deep basin as well as hyper-thinned continental domain as the oceanic domain.

*Comme il est de bon ton, je remercie vivement tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la finalisation de ce travail.*

*Tout d'abord, mes respects vont aux membres de jury ; François Roure, Valenti Sallarès, Nicolas Chamot-Rook, Abdelkarim Yelles-Chaouche, Djawed Zendagui, Mireille Laigle, Rabah Laouar qui me font l'honneur d'examiner et juger mon travail.*

*Merci à mes directeurs de thèse Jean-Yves Collot pour la partie Française et Abbas Marok pour la partie Algérienne d'avoir accepté de diriger ce travail.*

*Je veux consacrer une grande partie de mes remerciements à Françoise Sage pour avoir encadré très efficacement mon travail en m'apportant toute l'aide et l'autonomie que j'ai pu désirer. Françoise non seulement tu as dirigé le travail, tu as été également pour moi un guide précieux. MERCI.*

*Je tiens à remercier très vivement mon responsable scientifique au CRAAG Abdeslam Abtout, pour m'avoir prodigué tout au long de ce travail ses précieux et judicieux conseils.*

*Mes vifs remerciements vont à monsieur Abdelkrim Yelles Chaouche, directeur du CRAAG, pour avoir mis à ma disposition tous les moyens pour mener à bien ce travail;*

*Mes remerciements vont aussi à lauré Schénini pour m'avoir initié au traitement sismique et à Marie-Odile Beslier pour son aide, ses remarques et discussions très instructives.*

*Je remercie également Alessandra Ribodetti pour son aide concernant la partie de migration en profondeur.*

*J'adresse encore mes sincères remerciements à Frauke Klingelhofer, la femme qui fait parler les codes de modélisation et d'inversion. Merci Frauke pour tes cours, tes conseils, ta disponibilité et ton accueil lors de mes passages à Brest. Je profiterai de l'occasion pour remercier le personnel administratif de l'IFREMER de m'avoir bien accueilli lors de mes séjours à Brest.*

*Je tiens à remercier aussi, tout le personnel administratif de Géoazur pour son accueil lors de mes trois années de thèse. Merci Véronique, merci Jenny d'avoir mis à ma disposition les moyens nécessaires afin de réussir mes séjours avec vous.*

*Au sein de laboratoire Géoazur, mes remerciements vont aussi aux informaticiens pour leurs aide et disponibilité ; Lionel, Julien et Caroline, Mille merci.*

*Je remercié également le groupe de travail SPIRAL (Jacques, Aziouz, David, Rabah, Philippe, Hafid, Bernard, Mourad, Fatiha, Angélique, Chafik, Mohammed, ....) pour les séances de travail toujours constructives.*

*Merci Messieurs R. Laouar et D. Saadane pour nous avoir accueilli à Annaba et nous avoir fait profité de leur grande connaissance du terrain pour nous montrer à terre les objets géologiques vus sur nos profils sismiques tels que le flysch ou les terrains métamorphiques de l'Edough.*

*Merci à B. Mercier de Lépinay pour le traitement des données MARADJA et Audrey Galve pour son encadrement dans la modélisation grand-angle.*

*Mes remerciements vont également à tous les collègues pour leur support moral et leurs encouragements; Lamine courage, tu es sur la bonne voie.*

*Enfin, je souhaiterais remercier ma famille ; ma femme, ma fille, mes parents, qui ont vécu cette longue, très longue aventure avec moi. Je vous remercier pour votre patience, compréhension et votre soutien.... Promis je prendrai des vacances.....*



# Sommaire

---

Cadre de l'étude : le projet SPIRAL.....	1
--	---

## **Chapitre I : Problématique et contexte géodynamique**

1- Les marges passives et leur réactivation.....	3
1.1. Les marges continentales passives.....	3
1.2. Structure crustale des marges continentales passives.....	5
1.2.1. Structure d'une marge continentale divergente.....	5
a. Structure-type d'une marge divergente .....	5
b. Variations dans la structure des marges divergentes .....	7
c. Spécificités des marges formées en contexte arrière-arc.....	12
1.2.2. Structure d'une marge continentale transformante passive .....	13
1.3. Inversion des marges passives .....	14
1.3.1. Les indices de l'inversion des marges.....	14
1.3.2. Des marges passives aux marges actives : Initiation des zones de subduction.....	19
1.3.3. Modalités de reprise en compression d'une marge passives : quels enjeux ?.....	20
2- Contexte géodynamique et géologique de l'étude .....	22
2.1. Evolution cinématique et géodynamique du domaine nord-algérien .....	22
2.1.1. Contexte global Méditerranéen.....	22
2.1.2. Evolution de la Méditerranée occidentale et du domaine nord-algérien .....	24
2.1.3. Formation du bassin est-algérien .....	30
2.2. Contexte géologique .....	34
2.2.1. Géologie à terre.....	34
a. Architecture globale.....	34
b. La région d'Annaba.....	39
2.2.2. Géologie du domaine marin.....	45
a. Morphologie de la marge Algérienne .....	45
b. Stratigraphie de la marge Algérienne et du bassin est-algérien.....	46
c. Structure profonde de la marge Algérienne et du bassin adjacent.....	51
2.3. Contexte cinématique actuel et déformation active.....	51
2.3.1. Contexte cinématique actuel .....	51
2.3.2. Sismicité.....	53
a. Sismicité de la Méditerranée occidentale .....	53
b. Sismicité du nord de l'Algérie .....	54
2.3.3. Déformation récente.....	56



a. Déformation récente à terre .....	56
b. Déformation récente en mer .....	58
3. Les enjeux de l'étude de la structure profonde de l'est-algérien.....	66

## **Chapitre II : Acquisition, traitement et modélisation des données**

1- Nature et origine des données utilisées dans ce travail.....	69
1.1. Données SPIRAL .....	69
1.2. Données MARADJA2-SAMRA .....	69
1.3. Données SONATRACH et CRAAG .....	70
1.4. Synthèse des données disponibles dans le secteur d'Annaba.....	70
2- Acquisition des données SPIRAL .....	72
2.1. Acquisition des données sismiques.....	72
a. Les méthodes sismiques .....	72
b. Sismique grand-angle .....	72
c. Sismique réflexion.....	74
d. Utilisation combinée des méthodes sismiques .....	75
2.1.2. Sismique grand-angle SPIRAL.....	76
a. Source .....	76
b. Récepteurs : OBS et stations terrestres .....	76
c. Paramètres d'acquisition du profil grand-angle .....	82
2.1.3. Les données de la sismique réflexion multitrace SPIRAL.....	84
a. Principe d'acquisition en couverture multiple.....	84
b. Source SMT SPIRAL.....	87
c. Récepteur : flûte numérique 360-traces.....	89
d. Profils enregistrés dans la région d'Annaba durant la campagne SPIRAL.....	90
2.2. Acquisition des données gravimétriques et magnétiques .....	91
2.2.1. Paramètres d'acquisition des données gravimétriques SPIRAL .....	91
2.2.2. Paramètres d'acquisition des données magnétiques SPIRAL.....	91
3- Traitement des données sismiques.....	93
3.1. Sismique grand-angle .....	93
3.1.1. Correction d'horloge de l'OBS.....	93
3.1.2. Relocalisation des OBS.....	94
3.1.3. Amélioration du rapport signal/bruit.....	95
3.1.4. Représentation graphique des données.....	96
3.1.5. Qualité des données.....	97
3.2. Modélisation des données sismique grand-angle .....	97
3.2.1. Tomographie sismique des premières arrivées (ondes P).....	98
a. Principe de la méthode .....	98

b. Le pointé des premières arrivées .....	98
c. Modélisation inverse .....	100
d. Modèle de vitesse tomographie des premières arrivées final.....	104
3.2.2. Modélisation directe « forward » des ondes P.....	105
a. Données utilisées .....	105
b. Principe de la modélisation forward.....	108
c. Analyse de l'erreur .....	110
d. Modèle de vitesse « forward » final .....	112
3.2.3. Modélisation directe des temps d'arrivée des ondes S.....	113
3.3. Sismique réflexion multitrace.....	113
3.3.1. Pré-traitement des données sismique réflexion multitrace.....	115
a. Contrôle qualité des données sismiques .....	115
b. Traitement des données de navigation .....	117
c. Binning des données.....	117
3.3.2. Traitement standard des données de sismique réflexion multitrace.....	118
a. Introduction .....	118
b. Correction de divergence sphérique .....	119
c. Préparation des données à la sommation en couverture multiple.....	120
d. Sommation en couverture multiple .....	126
e. Migration post-sommation à vitesse constante.....	126
f. Représentation de la section sismique finale .....	128
3.3.3. Traitement approfondi en temps des données de sismique réflexion multitrace .....	128
a. Introduction .....	128
b. Traitement de la signature .....	129
c. Atténuation des multiples .....	139
d. Migration en temps avant sommation .....	146
e. Représentation finale de la section-temps .....	148
3.3.4. Migration/inversion en profondeur avant sommation des données sismique réflexion multitrace.....	151
a. Introduction .....	151
b. Préparation des données .....	151
c. Modèle de vitesse initial.....	152
d. Migration/Inversion en profondeur .....	153

## Chapitre III : Structure et déformation de la marge et du bassin

1- Morphologie.....	159
1.1. Le bassin est-algérien .....	159

1.2. La marge Algérienne orientale.....	159
2- Modèles de vitesse issus des données sismique grand-angle.....	164
2.1. Modèle de vitesse issu de la modélisation des ondes P.....	164
2.2. Modèle de vitesse issu de la modélisation des ondes S.....	167
3- Interprétation des sections sismiques.....	169
3.1. Architecture générale des unités acoustiques .....	169
3.2. Bassin profond : unités acoustiques et déformation .....	170
3.2.1. Unités acoustiques du bassin profond.....	170
a. Unités Messiniennes MU et UU.....	170
b. Unité Plio-Quaternaire PQ .....	172
c. Unité Pré-MSC .....	173
d. Le socle acoustique .....	175
3.2.2. Déformation du bassin profond .....	175
a. Bordure du bassin profond .....	175
b. Plus au large dans le bassin .....	179
3.3 Marge : unités acoustiques et déformation .....	181
3.3.1. Segment oriental .....	181
a. Unités acoustiques .....	181
b. Déformation du segment oriental.....	186
3.3.2. Segment occidental .....	189
a. Unités acoustiques, segment occidental .....	189
b. Déformation, segment occidental.....	192
4- Présentation des cartes gravimétriques et magétiques .....	195

## **Chapitre IV : Structure crustale et implications**

1- Structure crustale de la marge et du bassin est-algériens.....	197
1.1. Nature de la croûte du bassin est-algérien .....	198
1.1.1. Epaissement de la série sédimentaire vers la marge .....	198
1.1.2. Une croûte océanique mince.....	199
1.2. Nature et structure de la marge .....	204
1.2.1. Une marge continentale étirée.....	204
1.2.2. Epaisseur crustale variable le long de la marge est-algérienne.....	205
1.2.3. Nature et origine des sédiments Pré-MSC de la marge .....	206
1.3. Zone de transition océan-continent (TOC) .....	208
2- Implications sur l'évolution de la marge et du bassin.....	212
2.1. Implications sur les modèles d'ouverture du bassin est-algérien .....	212
2.2. Implications sur l'évolution de la marge .....	216

3- Réactivation Plio-Quaternaire de la marge est-algérienne.....	218
3.1. Caractérisation des structures mobilisées par la réactivation .....	218
3.1.1. Bassin profond .....	218
a. Préambule : déformation salifère versus déformation crustale .....	218
b. La réactivation dans le bassin profond.....	220
3.1.2. Marge .....	221
3.2. Age de la réactivation .....	224
3.3. Localisation de la déformation par rapport aux grands domaines structuraux .....	225

<b>Chapitre V : Synthèse et conclusion .....</b>	<b>229</b>
--	------------

<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>233</b>
---	------------

<b>Annexes .....</b>	<b>256</b>
----------------------	------------

**Annexe 1-** Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin : implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean

**Annexe 2-** Interprétation des profils sismique réflexion (sections temps-double)

**Annexe 3-** Interprétation des profils sismique réflexion (sections migrées en profondeur)

**Annexe 4-** Enregistrement sismique grand-angle (ondes P)

**Annexe 5-** Enregistrement sismique grand-angle (ondes S)



Le travail présenté dans cette thèse a été réalisé dans le cadre du programme de recherche partenarial franco-algérien SPIRAL «**S**ismique **P**rofonde et **I**nterrogation **R**égionale du nord de l'**A**lgérie». Ce projet est issu d'une étroite collaboration entre des institutions scientifiques Algériennes, à savoir : le CRAAG (Centre de **R**echerche en **A**stronomie, **A**strophysique et **G**éophysique), la DG-RSDT (**D**irection **G**énérale de la **R**echerche **S**cientifique et du **D**éveloppement **T**echnologique) et la SONATRACH (Société pétrolière nationale), et des organismes de recherche Français, à savoir : l'IFREMER (**I**nstitut **F**rançais de **R**echerche pour l'**E**xploitation de la **M**ER), le CNRS (**C**entre **N**ational de la **R**echerche **S**cientifique), l'IRD (**I**nstitut de **R**echerche pour le **D**éveloppement), l'UBO (**U**niversité de **B**retagne **O**ccidentale), l'UNS (**U**niversité de Nice-Sophia Antipolis) et l'Université Pierre et Marie Curie Paris 6.

Ce projet fait suite à une série de campagnes de géophysique marine de sub-surface (MARADJA'2003 et MARDJA2/SAMRA'2005), réalisées après le séisme de Boumerdès (21 Mai 2003, Mw : 6.8), nucléé sur une faille située en mer sous la marge (Yelles et al., 2004 ; Meghraoui et al., 2004 ; Ayadi et al., 2008), ait rappelé avec force, si besoin était, l'importance de prolonger en mer les nombreuses études géologiques et géophysiques conduites à terre depuis des décennies. Ces campagnes marines ont permis d'imager la déformation récente à actuelle en mer jusque vers 3 km de profondeur, elle se traduit tout au long de la bordure nord-algérienne par la formation de plis et de failles inverses localisées sous la marge et en bordure du bassin profond, révélant par ailleurs une forte segmentation de la marge (Déverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006 ; Kherroubi et al., 2009 ; Yelles et al., 2009). Ses études ont soulevé de nombreuses questions quant à l'enracinement des structures actives, leur lien avec les structures héritées de l'histoire polyphasée du nord de l'Algérie et le degré de maturité de l'inversion. Mis en place en 2009, le principal objet de SPIRAL était de prolonger ces études vers de plus grandes profondeurs, afin de déterminer la structure terre-mer de la marge nord-Algérienne et du bassin adjacent à l'échelle de la croûte, et ce avec plusieurs objectifs :

➤ **Mieux comprendre l'évolution géodynamique polyphasée complexe du nord de l'Algérie** dans le cadre de la convergence Afrique-Europe, incluant la fermeture de l'océan téthysien, la collision maghrébine, l'ouverture du bassin algérien et enfin la réactivation récente du système marge-bassin, et ce afin de mieux appréhender, entre autres, la segmentation de la marge et ses causes.

- **Etudier la déformation récente et actuelle** : l'apport des données sismiques pénétrantes est en effet primordial pour répondre aux questions soulevées par les études de sub-surface sur la géométrie en profondeur des failles mobilisées par la réactivation, le rôle de l'héritage ou de la nature crustale dans la localisation de la déformation.
- **Evaluer le potentiel pétrolier du bassin offshore algérien** : jusqu'à ce jour, en Algérie, toute l'exploration pétrolière est concentrée à terre. Les nouvelles données de sismiques pénétrantes acquises en mer devaient permettre de déterminer la géométrie des bassins, de mieux comprendre leur évolution, d'estimer l'état thermique de la croûte et de la lithosphère et de bien comprendre l'histoire de la subsidence, ce afin d'évaluer le potentiel pétrolier en mer.

La campagne d'acquisition du projet SPIRAL s'est déroulée à bord du navire le 'N/O Atalante' de l'IFREMER, du 26 Septembre au 10 Novembre 2009 et a permis d'imager la structure crustale de la marge nord-algérienne et du bassin adjacent jusqu'à ~140 km de la ligne de côte, de la frontière marocaine à la frontière tunisienne. Elle s'est effectuée en deux Legs. Le premier (26 Septembre - 10 Octobre 2009), était essentiellement consacré à l'acquisition de profils sismique multi-traces 360-traces. Le deuxième (13 Octobre - 10 Novembre 2009) était quant à lui principalement dédié à l'acquisition de 5 grands transects de sismique grand-angle terre-mer répartis le long de la marge au large de Mostaganem, Tipaza, la grande Kabylie, Jijel et Annaba. Durant les deux legs, des données géophysiques complémentaires telles que la gravimétrie et le magnétisme ont également été acquises.

Dans le cadre du projet SPIRAL, dix thèses ont été menées, en majorité en co-tutelle entre les universités Françaises (UNS et UBO) et les universités Algériennes (Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger (USTHB) et Université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen (UABT)), deux thèses s'étant par ailleurs déroulées l'une en France (UBO) et l'autre en Algérie (USTHB). Cinq des ces thèses étaient dédiées à l'étude d'un des segments de la marges, les autres thèses portant sur des sujets transverses tels que la segmentation, le magmatisme, le potentiel pétrolier, le comportement mécanique du système marge-bassin, ou encore l'interaction entre la tectonique crustale et la tectonique salifère.

Cette thèse porte sur l'analyse de la structure crustale et la réactivation du segment le plus oriental de la marge (région d'Annaba) et du bassin est-algérien adjacent. Elle a été réalisée en co-tutelle entre l'UNS et l'UABT. C'est la cinquième thèse soutenue dans le cadre de SPIRAL. La structure crustale du domaine est-algérien et ses implications géodynamiques a fait l'objet d'un article sous presse au moment de publier la thèse, présenté en **Annexe 1** de ce manuscrit.

## ***Chapitre I :***

*Problématique et contexte géodynamique*

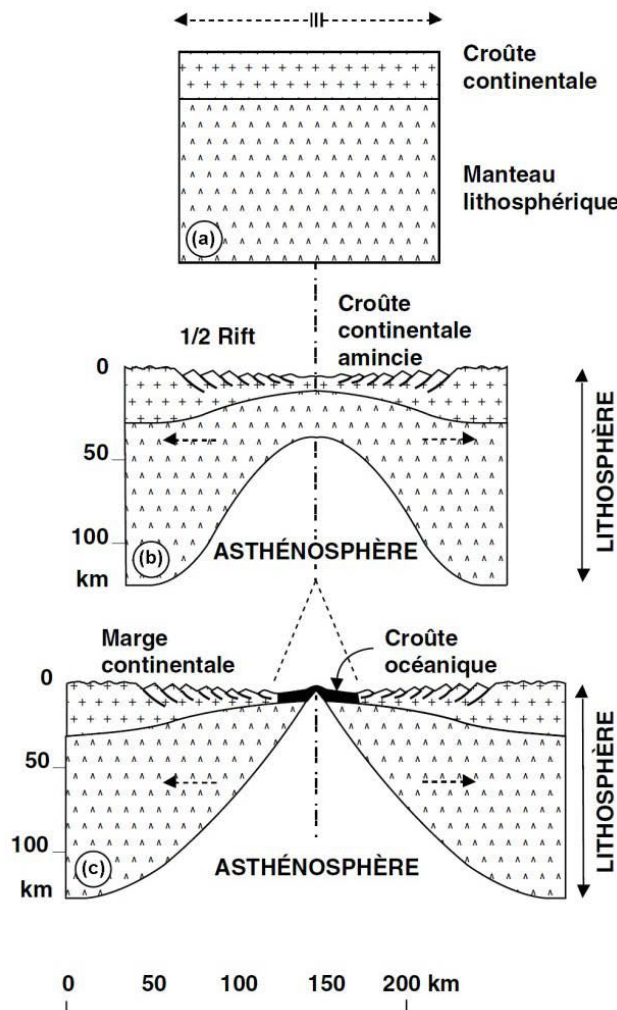




## 1- Les marges passives et leur réactivation

### 1.1. Les marges continentales passives

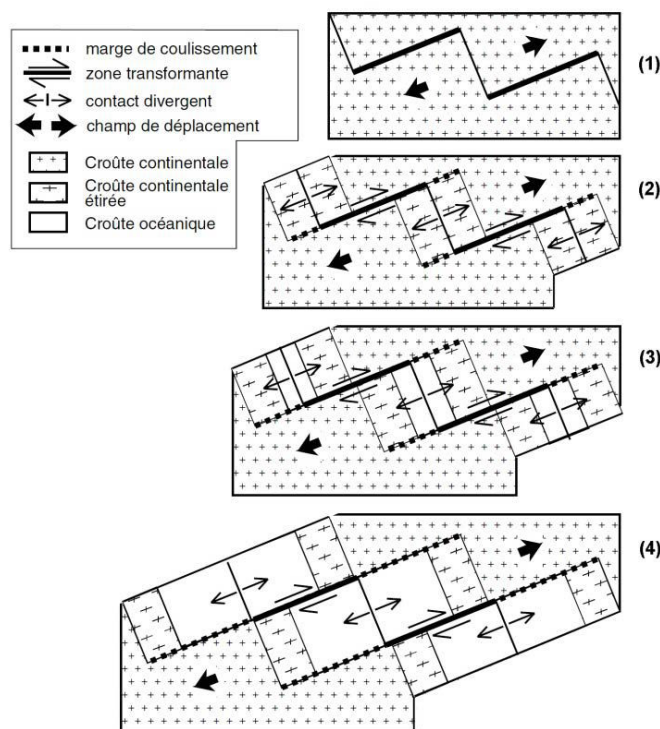
Lorsque deux plaques continentales s'individualisent pour s'écarter progressivement l'une de l'autre (**Fig. I.1a**), se crée le long de la frontière de plaques un *rift*, qui correspond à une zone de déformation concentrant l'extension lithosphérique accommodant la divergence. Cette phase d'extension s'appelle le *rifting*, durant lequel la croûte continentale s'amincit progressivement (**Fig. I.1b**). Si le processus perdure dans le temps, l'amincissement atteint un maximum ; on assiste alors à la *rupture de la lithosphère continentale*, finalement relayée par l'*accrétion océanique* (ou drifting), épisode durant lequel une croûte néoformée de nature océanique, née de la fusion mantellique, comble l'espace croissant entre les deux continents (**Fig. I.1c**).



**Figure I.1.** Schéma illustrant les différents stades d'évolution d'une marge divergente. (a) stade initial avant extension, (b) phase de « rifting », où la divergence est compensée par un amincissement et un étirement de la lithosphère (c) phase de « drifting », où la divergence est accommodée par la création d'une nouvelle lithosphère de nature océanique (Boillot et al., 2008).

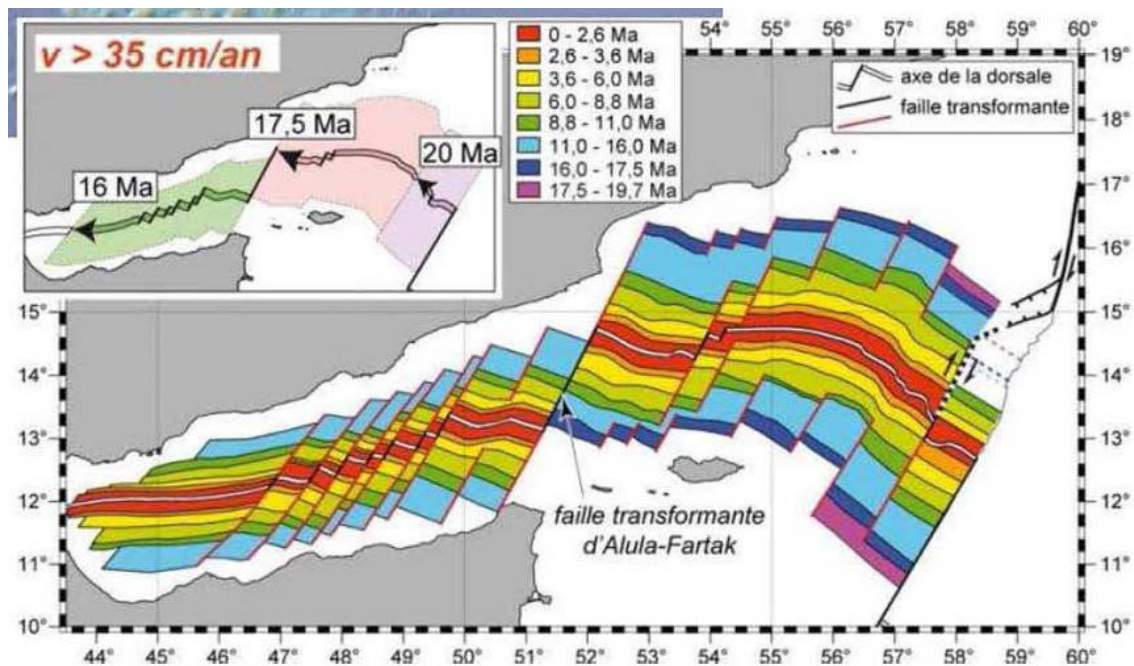
Les deux demi-rifts s'éloignent alors progressivement l'un de l'autre, la totalité de la divergence étant accommodée le long de l'axe d'accrétion océanique. Chaque demi-rift devient une marge continentale dont les principales déformations sont liées à une subsidence plus ou moins importante, en réponse au lent refroidissement du système et à la surcharge des sédiments qui s'accumulent progressivement dans le bassin néoformé. Cette évolution se fait en l'absence de sismicité significative. Ces marges sont ainsi dites « *passives* », par opposition aux marges « *actives* » associées aux zones de subduction, qui impliquent de grandes déformations des plaques supérieure et inférieure presque toujours accompagnées d'une forte sismicité.

Le type de marges passives décrit ci-dessus correspond aux *marges divergentes*, appelées aussi « *marges en extension* », caractérisées par des déplacements orthogonaux à l'axe du rift (**Fig. I.2**). Ici, la déchirure continentale se produit selon l'axe de divergence lithosphérique, qui deviendra par la suite l'axe d'accrétion océanique. Il existe également des marges dites *transformantes* ou *de coulissement*, caractérisées par des déplacements globalement parallèles à l'axe du rift, et qui se forment le long de zones coulissantes de transfert entre deux segments de rift (**Fig. I.2**). Ici, le contact entre lithosphères continentale et océanique est situé le long d'une zone transformante qui est d'abord active dans les premiers stades de formation de la marge (traits gras sur la **Fig. I.2**), puis passive (pointillés sur la **Fig. I.2**).



**Figure I.2.** Schéma de formation des marges passives. En fonction de l'orientation de l'extension par rapport à la limite de plaques, on formera des marges en extension (extension perpendiculaire à la frontière de plaques) ou des marges transformantes (extension parallèle à la limite de plaques) (**Mascle et Blarez, 1987**).

Dans le cas où les mouvements ne sont pas strictement orthogonaux ou parallèles à l'axe du rift, on parle de marges « obliques ». L'exemple représentatif de ce type de marge est donné par le Golf d'Aden (**Fournier et al., 2010**), avec un rifting caractérisé par une forte segmentation de l'axe d'extension par de nombreuses failles transformantes (**Fig. I.3**).



**Figure I.3.** Schéma d'évolution de l'ouverture oblique du Golf d'Aden. Le rift est scindé en plusieurs petits segments divergents, décalés le long de failles transformantes (entre autre la faille transformante d'Alula-Fartak (d'après **Fournier et al., 2010**).

## 1.2. Structure crustale des marges continentales passives

### 1.2.1. Structure d'une marge continentale divergente

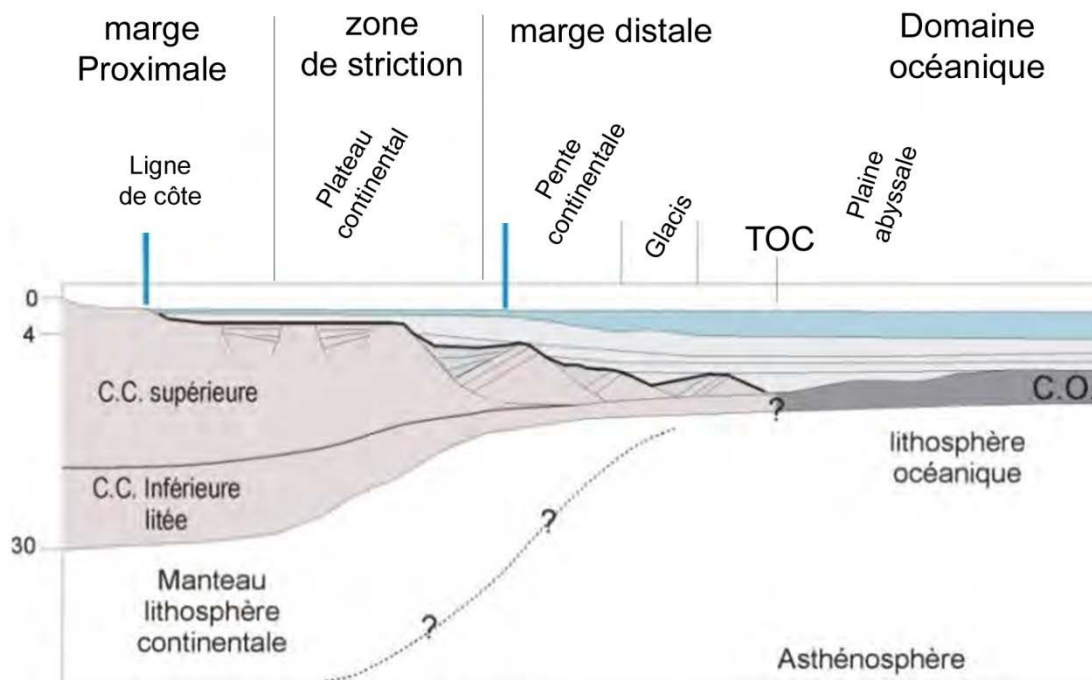
#### a. Structure-type d'une marge divergente

Les marges divergentes présentent des caractéristiques crustales communes à l'ensemble des marges. On retrouve ainsi d'une marge à l'autre différents domaines qui, en allant du continent vers l'océan sont (**Fig. I.4**) :

- La marge proximale : il s'agit de la partie externe du rift, délimitée par de grandes failles normales listriques, et en général observée sous la plateforme continentale. Cette zone s'étend sur une distance qui peut atteindre 150 km. Ici, la croûte montre des épaisseurs de l'ordre de ~25-30 km (**Christensen et Mooney, 1995 ; Mohn et al., 2012**), présentant un très faible amincissement et un Moho sismique situé à une profondeur relativement constante,

- la zone de striction (ou « necking zone ») : elle est caractérisée par un amincissement crustal de l'ordre de 15-20 km sur une distance pouvant s'étendre d'une vingtaine de kilomètres (e.g. marge Ligure, **Rollet et al., 2002 ; Dessa et al., 2011**) à une centaine de kilomètres (Terre-Neuve (**Funck et al., 2003**), Goban Spur (**Horsefield et al., 1994**)). Ici, le Moho remonte progressivement vers la partie océanique,
- la marge distale : elle correspond à lithosphère continentale fortement étirée et amincie (épaisseur crustale < 10 km), et s'étend sur une distance variant de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres. Ici, le Moho sismique est situé à une profondeur relativement constante.

Dans les trois domaines de la marge cités ci-dessus, la lithosphère supérieure est presque toujours formée de blocs basculés limités par les failles normales listriques, dont la dimension est en général proportionnelle à l'épaisseur crustale.



**Figure I.4.** Schéma simplifié d'une marge continentale passive divergente (**I. Thinon**, cours sur les marges continentales, [https://www.univ-orleans.fr/sites/default/files/OSUC/documents/marges\\_continental.pdf](https://www.univ-orleans.fr/sites/default/files/OSUC/documents/marges_continental.pdf)).

- La Transition Continent-Océan (TOC): la largeur de ce domaine varie entre zéro et plusieurs dizaines (voire centaines) de kilomètres (**Dean et al., 2000**). Sa nature varie d'une marge à l'autre en fonction du contexte de formation du système marge-bassin (manteau serpentinitisé (**Brun et Beslier, 1996 ; Krawczyk et al., 1996 ; Pickup et al., 1996 ; Chian et al., 1999 ; Dean et al., 2000**), croûte océanique atypique (**Sawyer et al.,**

1994 ; Whitmarsh et Sawyer, 1996), croûte continentale étirée intrudée ou sous-plaquée (Whitmarsh et Miles, 1995)), comme nous allons le voir plus loin.

On passe enfin au domaine océanique (Fig. I.4).

### b. Variations dans la structure des marges divergentes

Dans le détail, la structure crustale des marges divergentes varie en fonction d'un certain nombre de paramètres liés aux contextes thermiques et cinématiques d'évolution de la marge, au mode d'extension lithosphérique, ou encore aux caractéristiques de la lithosphère étirée.

#### •• Influence du contexte magmatique:

En cas de magmatisme abondant lié à une forte fusion partielle du manteau, on parle de marges volcaniques (White et McKenzie, 1989 ; Skogseid et al., 1992). Ces marges sont caractérisées par d'épais empilements de laves basaltiques sous les sédiments post-rift, qui se traduisent sur les images de sismique réflexion par la présence de réflecteurs sismiques inclinés vers l'océan (SDR pour « Seaward Dipping Reflectors »), masquant les blocs basculés de la marge (Fig. I.5 ; Geoffroy, 2005). Par ailleurs au large de ces marges, l'épaisseur de la croûte océanique est en général supérieure à la normale, de l'ordre de 12 km ou plus (Geoffroy, 2005). Au niveau de la TOC, le volcanisme masque la cicatrice de la déchirure continentale, et la croûte est soulignée par des corps magmatiques caractérisés par de fortes vitesses (7.1-7.8 km/s), comme le montrent les exemples des marges nord-ouest Européenne (Norvège, Eldholm et al., 2000), nord-est Brésilienne (Mohriak et al., 2000), sud-atlantique (Namibie, Gladchenko et al., 1997) ou encore Groenland (Geoffroy, 2001).

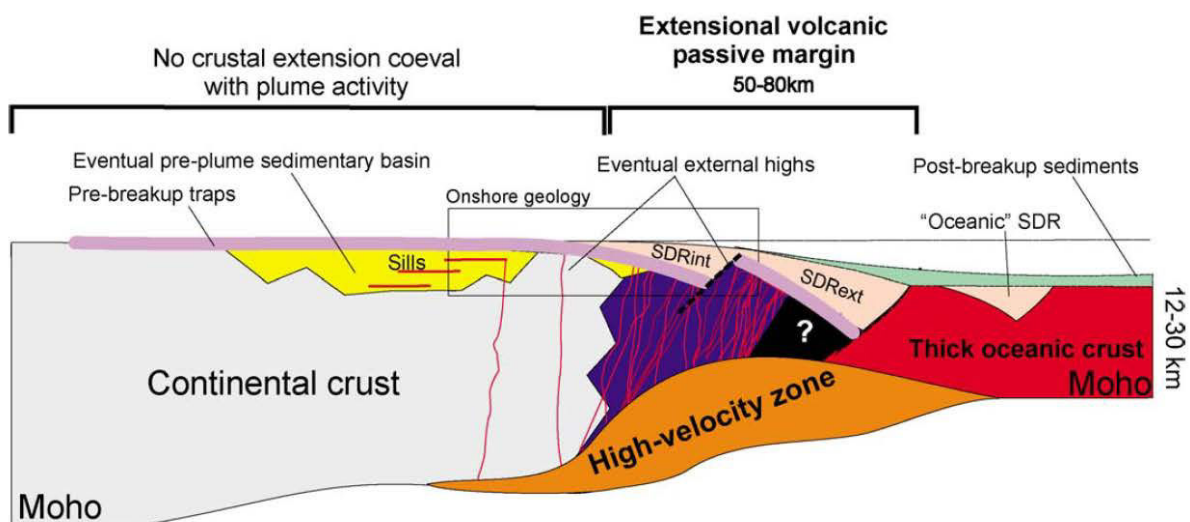
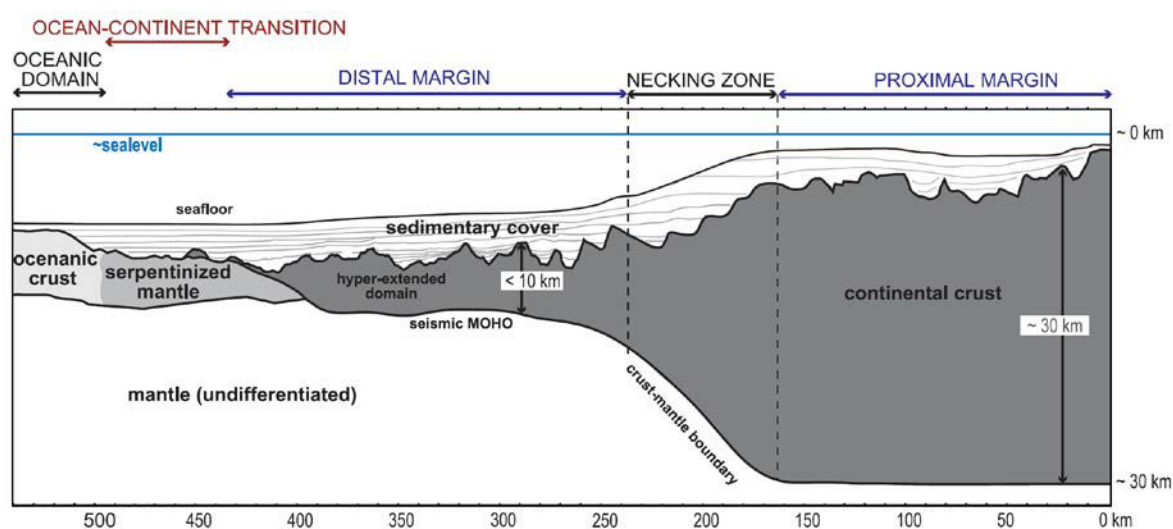


Figure I.5. Coupe Schématisique d'une marge passive de type volcanique (Geoffroy, 2005).



Les marges faiblement magmatiques représentent actuellement environ 30% des marges passives mondiales (Leroy, 2004). L'exemple le plus étudié correspond à la marge ibérique (Whitmarsh et al., 1996 ; Brun et Beslier, 1996 ; Dean et al., 2000), mais on peut également citer d'autres marges telles que la marge nord-Gascogne (Thinon et al., 2003), nord-ouest Africaine (Moulin, 2003), la marge de Terre-Neuve en Atlantique nord (Funck et al., 2003) ou encore la marge sud-australienne (Driscoll et Karner, 1998). Leur structure a fait l'objet d'une récente compilation par Mohn et al. (2012). Pour ce type de marges, la TOC est caractérisée par un domaine intermédiaire entre la marge continentale et la lithosphère océanique, au sein duquel des roches d'origine profonde (gabbros, roches mantelliques) affleurent (Fig. I.6).



**Figure I.6.** Schéma simplifié d'une marge continentale passive divergente faiblement magmatique (Mohn et al., 2012).

Ce domaine présente dans la plupart des cas des vitesses caractéristiques de la croûte dans les 3 premiers kilomètres de socle, mais avec un gradient anormalement fort (4.0-4.5 à 6.5-6.7 km/s), comme par exemple au large de la marge ouest-ibérique (Pinheiro et al., 1992 ; Dean et al., 2000). Sous cette couche, les vitesses continuent d'augmenter avec la profondeur, mais avec un gradient de vitesse un peu plus faible, jusqu'à atteindre des vitesses typiquement mantelliques de l'ordre de 7.8-8.0 km/s. Grace aux contraintes géologiques apportées par ailleurs, ce type de loi de vitesse a été interprété dans le cas de la marge ouest-ibérique comme une zone d'affleurement du manteau, dont le degré d'altération diminuerait avec la profondeur, les vitesses étant inversement proportionnelles à l'altération. La TOC serait dans ce cas constituée d'un domaine du manteau serpentinisé, exhumé à l'approche de la zone de déchirure continentale, suite au fonctionnement d'une ou plusieurs failles de détachement (Brun et Beslier, 1996 ; Krawczyk et al., 1996 ; Pickup et al., 1996 ; Chian et al., 1999).

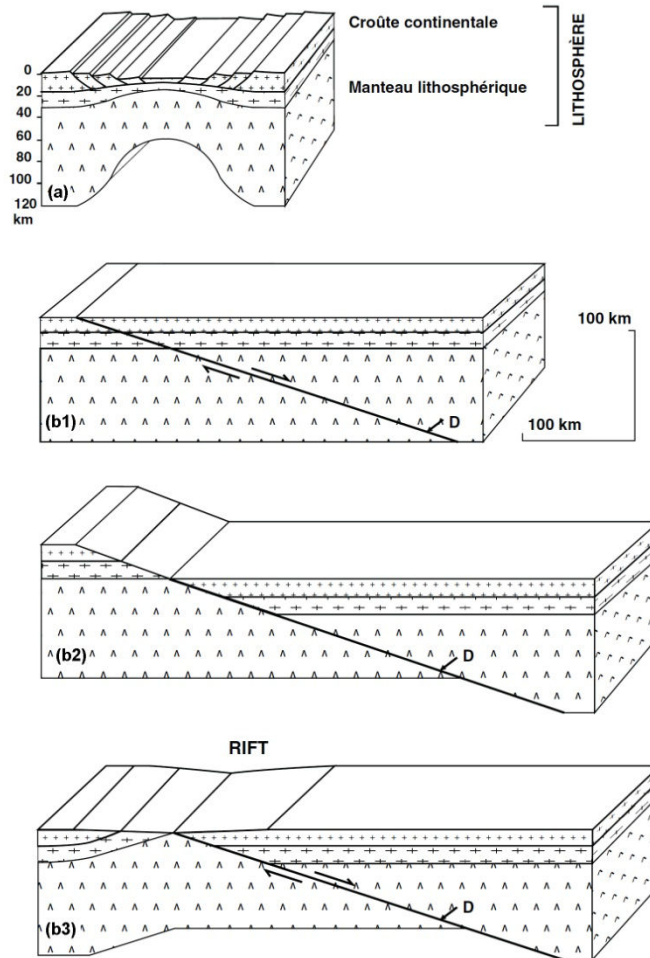
Cette interprétation a été étendue à la TOC d'autres marges (e.g. **Dean et al., 2000 ; Rollet et al., 2002**). Dans un contexte faiblement magmatique, la TOC peut également correspondre à une proto-croûte océanique accrétée au niveau d'une dorsale lente à très lente, riche de roches mantelliques et de gabbros exhumés. Elle présente alors une loi de vitesse relativement similaire (**Sawyer et al., 1994 ; Whitmarsh and Sawyer, 1996**). Dans les deux cas, l'existence de la TOC est expliquée par le fait que la rupture continentale n'est pas directement relayée par une production magmatique suffisante pour produire une croûte océanique magmatique. La TOC peut par ailleurs montrer une répartition des vitesses différente, comme dans le cas de la marge nord du bassin Provençal nord (Golfe du Lion), où elle est caractérisée par des vitesses comprises entre 6.0 et 7.5 km/s, sur une épaisseur de 7 km (**Moulin et al., sous presse**). Les vitesses sont ici expliquées par la mise à l'affleurement de croûte continentale profonde par le biais de détachements liés aux modalités de l'amincissement crustal (voir § suivant).

**•• Modalités de l'amincissement crustal :**

Les modalités de l'extension et de l'amincissement lithosphérique durant le rifting influent également sur la structure des marges conjuguées du bassin. Deux principaux modèles d'extension de la lithosphère ont ainsi été proposés :

- Le modèle d'étirement en cisaillement pur (« pure shear »), qui implique que tous les niveaux de la lithosphère s'amincissent et se déforment dans les mêmes proportions (**Fig. I.7a**). Une remontée asthénosphérique est alors localisée sous l'axe de rift, où se produit la fusion partielle des péridotites à l'origine du magmatisme (**McKenzie, 1978**). La subsidence tectonique qui accompagne l'amincissement crustal pendant le rifting coïncide dans l'espace avec la subsidence thermique post-rift liée au refroidissement du système. Les marges continentales passives conjuguées sont dans ce cas symétriques, caractérisées par une répartition homogène entre les croûtes supérieure et inférieure.
- Le modèle d'étirement en cisaillement simple (« simple shear »), dans lequel l'extension est accommodée par une zone de cisaillement (ou faille de détachement) peu inclinée qui traverse la lithosphère selon le modèle établi pour l'exemple du Basin and Range aux Etats Unis (**Fig. I.7b**) (**Wernicke, 1981**). Ici, la subsidence tectonique (lieu d'amincissement de la croûte) et la subsidence thermique (lieu d'amincissement de la lithosphère) sont décalées dans l'espace, le dôme asthénosphérique et les volcans associés étant situés sous un des flancs du rift, et non plus exactement à son axe (**Fig. I.7b3**).



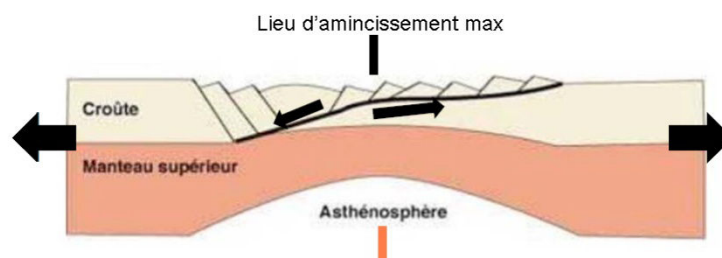


**Figure I.7.** Schéma représentant l'amincissement lithosphérique selon le mode d'extension : (a) cisaillement pur et (b) cisaillement simple. D : représente la zone de cisaillement (faille de détachement), b3 : Situation après réajustement isostatique (b2 : avant réajustement) (d'après **Wernicke, 1981**).

La faille de détachement, qui peut présenter un rejet de plusieurs dizaines de kilomètres, est susceptible de porter à l'affleurement les niveaux profonds de la lithosphère comme la croûte inférieure ou le manteau (**Boillot et al., 1986**). Les marges continentales conjuguées issues d'un tel mécanisme d'extension sont dissymétriques, formées de proportions de croûte supérieure et inférieure variables de part et d'autre du rift. Alors que la marge située initialement sous la faille de détachement est large, présentant une série de petits blocs basculés formés de lambeaux de la marge conjuguée reposant sur de la croûte inférieure, la marge située initialement au toit de la faille de détachement est plus étroite, et présente des failles normales antithétiques de la faille basale, séparant des blocs basculés de croûte supérieure reposant directement sur le manteau lithosphérique.

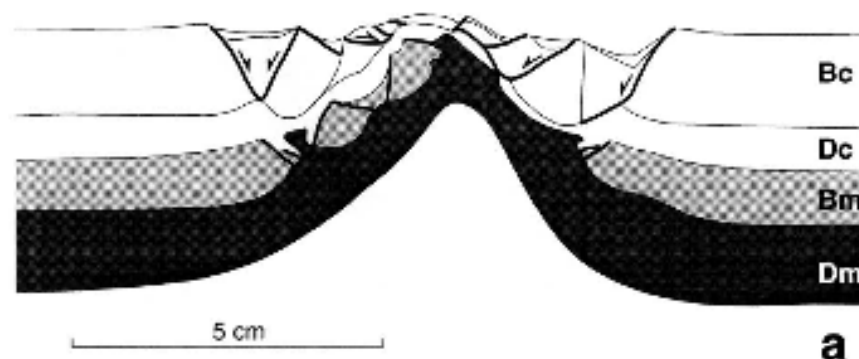
Ces modèles ont par la suite été affinés pour rendre compte de la complexité des marges observées. Ainsi, un mécanisme d'extension de cisaillement mixte, alliant les deux

mécanismes décrits ci-dessus a été proposé par **Barbier et al. (1986)** et repris par **Ziegler et al. (1994)**. Ici, l'amincissement asymétrique dans la croûte et symétrique dans le manteau supérieur donne naissance à des marges dissymétriques (**Fig. I.8**), comme dans l'exemple du Golfe d'Aden (**Fournier et al., 2003**).



**Figure I.8.** Schéma représentant l'amincissement lithosphérique selon le mode d'extension « Cisaillement mixte », modifié d'après **Ziegler et al. (1994)**.

D'autres modèles plus réalistes permettent par ailleurs de prendre en compte une rhéologie de la lithosphère variable avec la profondeur, comme proposé par **Brun et Beslier (1996)** à partir de modèles analogiques quadri-couches (croûte supérieure et manteau supérieur fragiles, croûte inférieure et manteau inférieur ductiles) (**Fig. I.9**). Ici, l'amincissement de la lithosphère est considéré globalement symétrique, mais localement, la structure interne de la zone amincie est asymétrique (cisaillement simple) (**Brun et Beslier, 1996**). Dans ces modèles, on voit que l'alternance de couches de résistances variables conduit à une striction de la lithosphère caractérisée par une alternance de zones d'amincissement (necks) et de zones peu ou pas déformées (boudins) (**Beslier, 1990**). Ce type de modèle permet, comme les modèles de Wernicke, d'expliquer une différence de taux d'amincissement entre croûte supérieure et croûte inférieure de la marge.



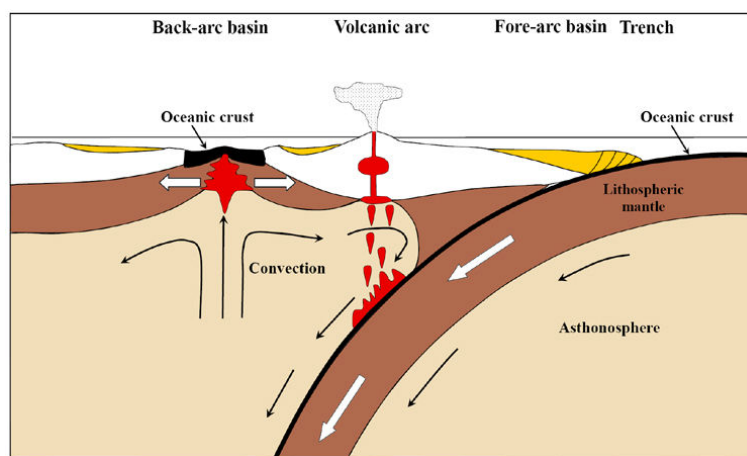
**Figure I.9.** Schéma représentant la modélisation analogique du rifting dans le cas d'un modèle quadri-couche impliquant une lithosphère comportant deux niveaux fragiles (Bc et Bm) et deux niveaux ductiles (Dc et Dm) (**Beslier, 1990**).

... Autres facteurs influençant la structure crustale des marges divergentes

Par ailleurs d'autres facteurs influent sur la structure des marges. Il a par exemple été montré que la largeur du rift dépend de l'épaisseur crustale initiale (**Brun et Choukroune, 1983 ; Buck, 1991**) et de la rhéologie de la lithosphère (**Brun, 1999**).

**c. Spécificités des marges formées en contexte arrière-arc**

Les bassins marginaux, ou bassin arrière-arc, se forment à l'arrière des zones de subduction, fréquemment en réponse au phénomène de *rollback* du panneau plongeant (*slab*) qui, en reculant sous l'effet de son propre poids, entraîne avec lui la bordure du continent sous lequel il plonge, générant dans la région de l'arrière-arc une zone d'extension qui peut évoluer jusqu'à l'accrétion océanique (**Fig. I.10**). Ces bassins sont bordés de chaque côté par deux marges continentales passives, l'une du côté de l'arc insulaire et l'autre du côté du continent stable. **Martinez et al. (2007)** suggère que la déchirure continentale commence en proximité de l'arc volcanique, où le flux de chaleur est important. Pour cette même raison, on peut s'attendre à un magmatisme plus intense sur la marge formée du côté de l'arc insulaire.



**Figure. I.10.** Schéma simplifié représentatif d'ouverture d'un bassin arrière-arc, à l'arrière d'une zone de subduction. Alors que le panneau plongeant (*slab*) recule sous l'effet de son propre poids (phénomène de *rollback*), il attire avec lui la bordure du continent, créant en position arrière-arc une zone en extension.

Il n'existe toutefois pas d'étude montrant que les marges des bassins marginaux présentent une structure spécifique, et notamment qu'il existe une dissymétrie récurrente des marges de ce type de bassin. Le simple exemple des marges Méditerranéennes montre que leur largeur peut être extrêmement variable (25 km pour la marge nord-Ligure (**Rollet et al. 2002 ; Dessa et al., 2011 ; Sage et al., 2014**), ~170 km pour la marge du Golfe du Lion (**Moulin et al., 2014**) et plusieurs dizaines de kilomètres pour les marges nord-ouest et ouest Corse et

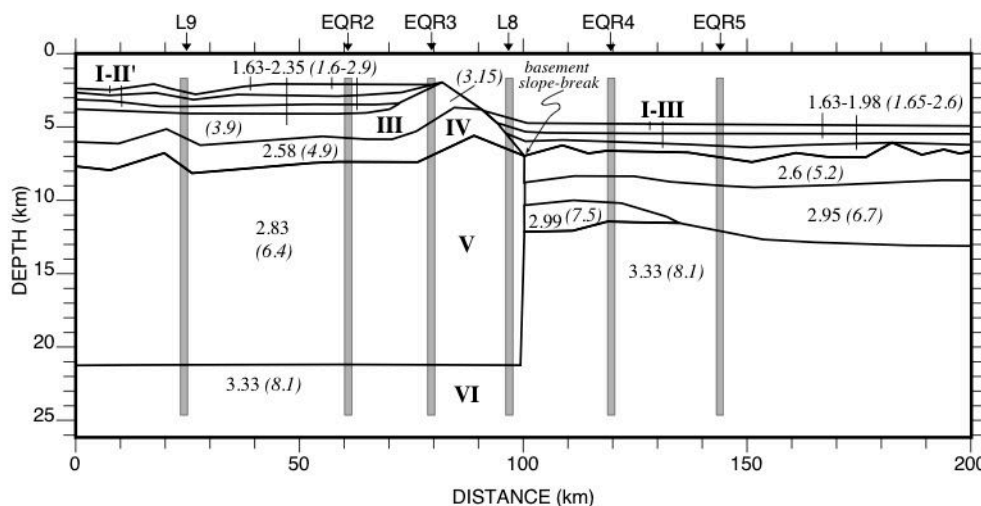
Sardaigne (**Contrucci et al., 2001 ; Rollet et al., 2002 ; Gailler et al., 2009**)). De même dans les bassins arrière-arc, la zone de transition océan-continent varie de quelques kilomètres (< 10 km, bassin de Lau, **Turner et al., 1999** ; à plusieurs dizaines de kilomètres (~ 130 km, Golfe du Lion, **Moulin et al., 2014**), parfois même avec de fortes variations le long d'une même marge (0-50 km pour la marge nord-Ligure (**Rollet et al., 2002 ; Dessa et al., 2011**)). Comme pour les autres marges divergentes du globe, il est donc probable que la structure des marges comme celle de la TOC dépendent d'un ensemble de facteurs ne permettant pas de généraliser à l'ensemble des bassins marginaux une structure-type précise.

Par contre, les bassins ouverts en arrière-arc semblent présenter un plancher océanique mince, avec une épaisseur crustale en général inférieure à 7 km (**Louden, 1980 ; Hirata et al., 1992 ; Turner et al., 1999 ; Crawford et al., 2003 ; Gailler et al., 2009 ; Moulin et al., 2014**). Toutefois dans certains exemples, la croûte océanique montre une épaisseur supérieure à la normale (7-11 km, Domaine d'Alboran : **Booth-Réa et al., 2007** ; Bassin Tyrrhénien : **Prada et al., 2014**) suggérant là encore une certaine variabilité selon les bassins.

### **1.2.2. Structure d'une marge continentale transformante passive**

Contrairement aux marges divergentes, les marges transformantes ont été peu étudiées, bien qu'elles représentent pratiquement 30% des marges passives. De par leur mode de formation en coulissement et non en extension, leur structure crustale est nettement différente de celle des marges divergentes. Elles sont caractérisées par une pente continentale en général linéaire, étroite et très abrupte, pouvant atteindre 30° (**Mascle et al., 1994**). L'amincissement de la croûte continentale s'effectue sous la pente étroite (**Fig. I.11**), en général sur 5 à 15 km de distance (Cap Palmas (**Behrendt et al., 1974**), Cap Range (**Roots et al., 1979**), Sud-ouest Mer de Barents (**Jackson et al., 1990**), est Agulhas (**Scrutton, 1976**), Côte-d'Ivoire (**Sage et al., 2000**)). Le Moho montre un très fort dénivelé (**Mercier de Lépinay, 2014**), la partie supérieure de la lithosphère étant caractérisée par des structures en fleur associées au jeu de décrochements (e.g. **Mascle et Blarez, 1987 ; Basile et al., 1993**). La transition continent-océan est elle-même très abrupte, avec juxtaposition d'une croûte continentale relativement épaisse (20 à 30 km) et d'une croûte océanique ~7 km d'épaisseur. La transition océan-continent ne semble pas caractérisée par un domaine particulier, même s'il a été montré que la structure du domaine océanique pouvait être perturbée le long de la marge, en raison d'un contexte d'accrétion anormalement froid au voisinage du domaine continental (**Sage et al., 1997 ; Sage et al., 2000**). Il en résulte une croûte océanique faiblement magmatique peu épaisse, partiellement composée de péridotites plus ou moins altérées, selon un phénomène

comparable à ce qui est observé à l'approche des grandes zones de fracture intra-océaniques (Mutter et al., 1984 ; NAT Study group, 1985 ; Prince et Forsyth, 1988) ou de domaines océaniques accrétés dans des contextes anormalement froids ou lents (Crane et Ballard, 1981 ; Karson, 1990 ; Cannat, 1993).



**Figure I.11.** Modèle gravimétrique de la marge transformante de Côte d'Ivoire. Le modèle est contraint par 6 profils de sismique grand-angle dont la position est indiquée par les fines colonnes grisées. Les valeurs indiquent la densité, les valeurs en italique et entre parenthèse indiquent les vitesses moyennes. Comme la majorité des marges transformantes, on observe une rapide remontée du Moho localisée sous l'étroite pente continentale, ainsi qu'une transition abrupte entre domaines continental et océanique. La croûte océanique est ici modifiée à l'approche de la marge, en raison des modifications du contexte thermique de l'accrétion à proximité du domaine continental (Sage et al., 2000).

Comme dans le cas des marges divergentes, la structure des marges transformantes peut être légèrement modifiée par des contextes d'évolution particuliers. Ainsi, un magmatisme abondant se traduit par exemple par un sous-placage magmatique plurikilométrique, et par des réflecteurs SDR qui masquent la limite océan-continent, comme dans le cas de la marge nord-ouest Australienne (Exmouth plateau, Lorenzo et al., 1991 ; Lorenzo et Vera, 1992). Ici, les vitesses d'onde P sont de l'ordre de 7.3-7.6 km/s en base de croûte, dans les corps magmatiques sous-plaquées (Tischer et al., 2002).

### 1.3. Inversion des marges passives

Les marges passives peuvent subir une inversion structurale lors d'un changement tectonique (passage du régime extensif au régime compressif).

#### 1.3.1. Les indices de l'inversion des marges

La sismicité offre un indice fiable attestant de l'inversion actuelle de marges passives, les mécanismes au foyer donnant notamment des contraintes sur la géométrie des structures

actives, comme a pu le montrer **Leroy (2004)** dans une synthèse portant sur les marges réactivées de l'Atlantique. Sur ces marges, la réactivation se manifeste par des mécanismes au foyer en compression indiquant la présence de chevauchements en pied de pente et/ou à terre près du trait de côte. Sur de nombreuses marges de l'océan Atlantique, mais aussi d'Inde et d'Australie, la sismicité suggère que la reprise en compression réactive souvent d'anciennes structures héritées de phases de déformation antérieures à la formation des marges. Ainsi au large de l'Angola, le régime compressif E-W remobilise des structures pré-rift inclinées vers le continent (**Leroy, 2004**). Dans la Mer de Scandinavie, au large de la Norvège, les structures réactivées sont également des failles à pendage vers le continent, bien que des structures de pendage opposé soient également réactivées (**Leroy, 2004**). Dans le sud de l'Inde les mécanismes au foyer indiquent qu'une déformation transpressive réactive des failles décrochantes pré-rift (**Mandal, 1999**), alors qu'au sud-ouest de l'Australie, les séismes indiquent que la réactivation se concentre sur une zone de suture tectonique précambrienne (**Dentith et Featherstone, 2003**). Il s'avère que pour l'ensemble des marges étudiées, les structures héritées sont réactivées en décrochement ou en chevauchement, selon leur orientation par rapport au régime de contraintes (**Leroy, 2004 et références citées**).

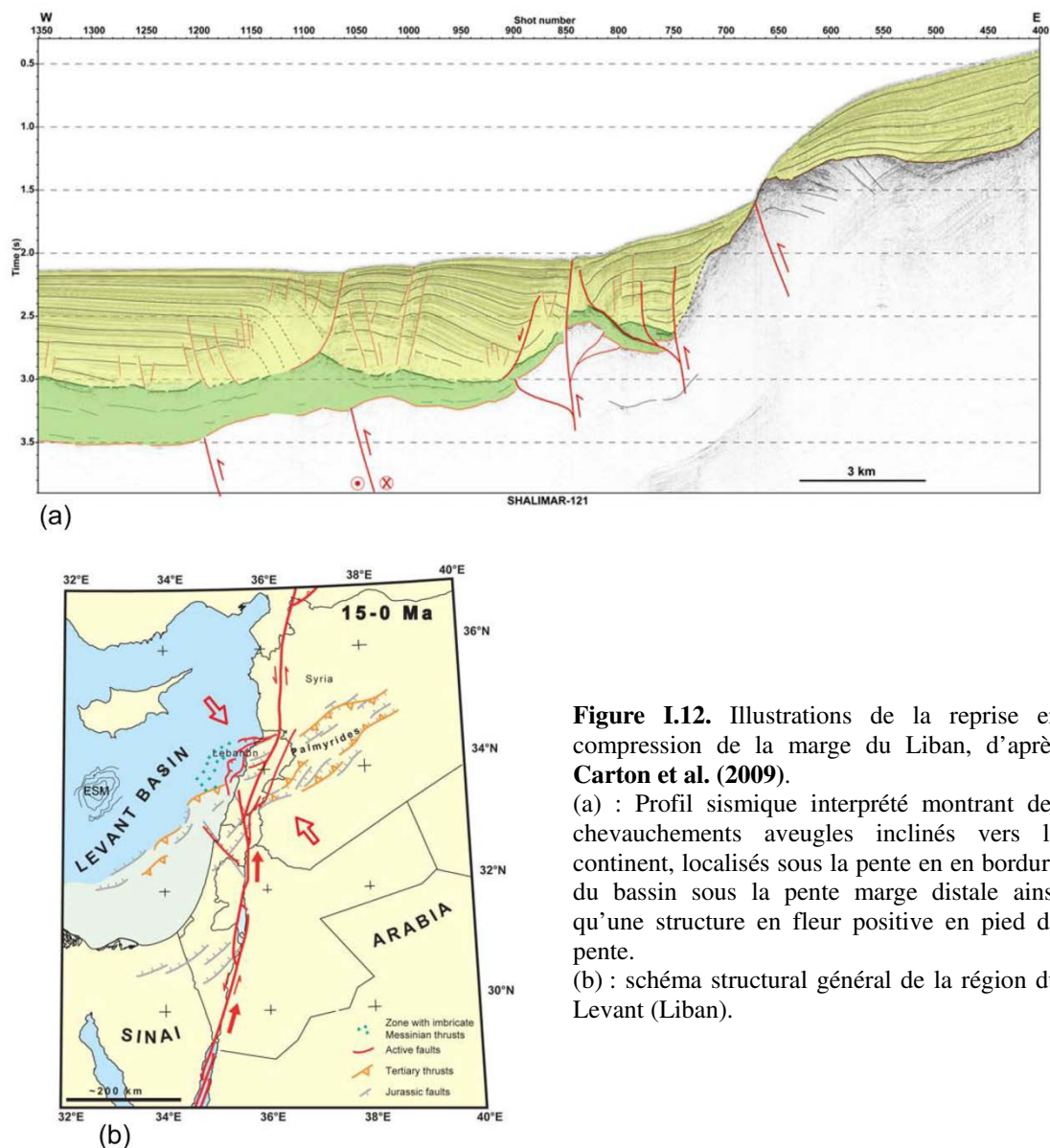
Les structures du rifting sont également réactivées en failles inverses ou en transpression. On observe alors généralement la formation de plis et dômes au toit des failles, l'axe des plis étant globalement parallèle aux structures extensives du rift (**Leroy, 2004**).

A l'échelle de la Méditerranée occidentale, les études sismologiques et les mesures GPS indiquent clairement que la déformation liée à la convergence Afrique-Europe se concentre le long des bordures continentales telles que la marge algérienne et la marge sud-ouest ibérique qui lui fait face (**Serpelloni et al., 2007**), la marge nord-Sicile et, dans une moindre mesure, la marge nord-Ligure, avec une sismicité modérée qui s'étend jusqu'au centre du bassin océanique (**Béthoux et al., 1992 ; Larroque et al., 2011**). Sur les marges Algérienne et nord-Ligure, les mécanismes au foyer indiquent la présence, sous la marge, de chevauchements actifs supposés néoformés inclinés vers le continent (**Yelles et al., 2009 ; Larroque et al., 2009 et 2011**).

Lorsque la déformation associée à l'inversion est suffisamment avancée, les sédiments des marges enregistrent cette déformation, comme le montrent les images sismiques disponibles sur différentes marges réactivées. Ces images donnent elles aussi des contraintes sur la localisation de la déformation et la nature des structures actives liées à l'inversion.



Ainsi la marge du Liban se déforme depuis le Miocène à la limite des plaques Sinaï et Arabique qui convergent à une vitesse de l'ordre de 3-4 mm/an (Daëron, 2005). Cette convergence imprime un champ de contrainte compressif régional orienté globalement perpendiculairement aux failles normales du rifting (Carton et al., 2009) (Fig. I.12b). La déformation se caractérise par des structures en fleur positives, des chevauchements aveugles inclinés vers le continent observés sous la pente et en bordure du bassin profond sous la marge distale (Carton et al., 2009 ; Hawie, 2014), ainsi que par des pentes actuelles et Messiniennes nettement convexes (Fig. I.12a). Le développement de ces structures résulterait de l'interaction entre la faille décrochante du Levant (Fig. I.12b), qui se propagerait au niveau de la marge du Liban depuis le Miocène, et les structures du rifting d'âge Jurassique remobilisées dans la déformation (Carton et al., 2009).



**Figure I.12.** Illustrations de la reprise en compression de la marge du Liban, d'après Carton et al. (2009).

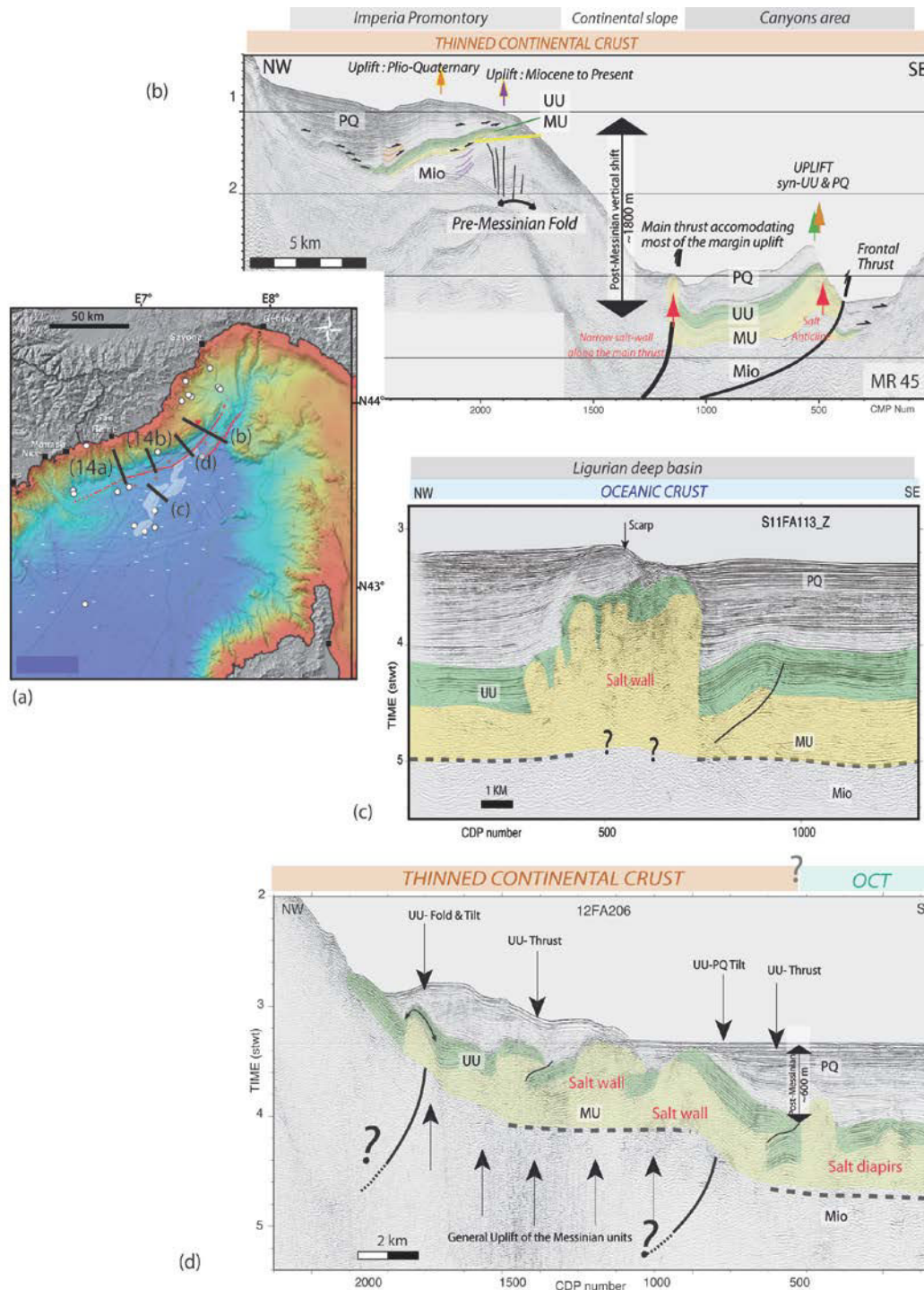
(a) : Profil sismique interprété montrant des chevauchements aveugles inclinés vers le continent, localisés sous la pente en bordure du bassin sous la pente marge distale ainsi qu'une structure en fleur positive en pied de pente.

(b) : schéma structural général de la région du Levant (Liban).

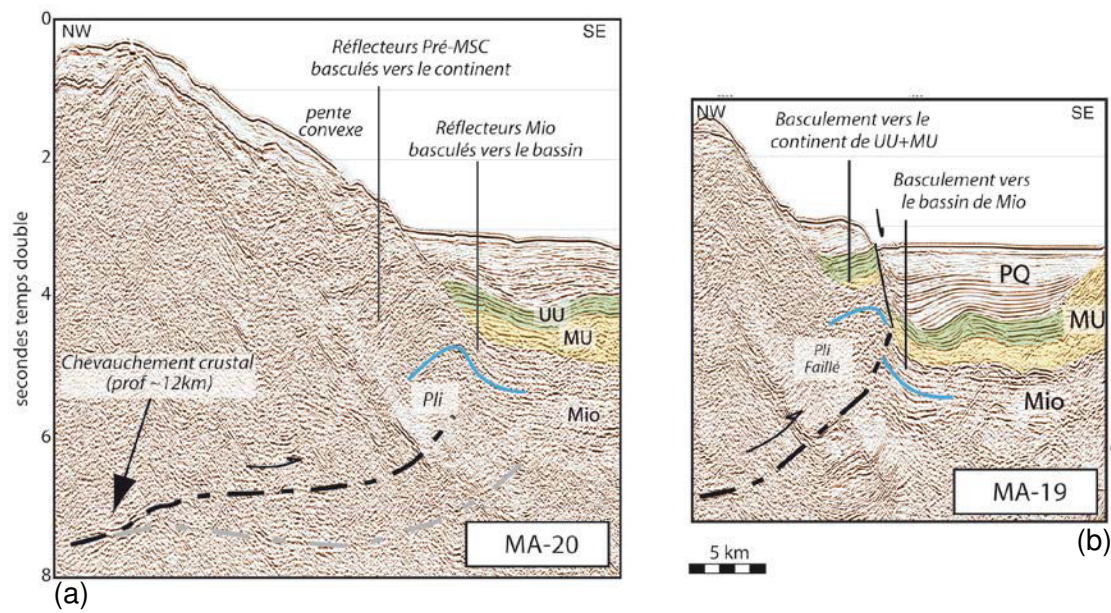
Le bassin arrière-arc de la Mer du Japon est quant à lui repris en compression au cours du Quaternaire. La réactivation, qui se produit ici dans un contexte de convergence rapide, se traduit par des séismes de forte magnitude ( $M_w = 6.9$  à  $7.7$ ) et par la localisation de la déformation sur les deux marges divergentes du bassin, le domaine océanique central ne montrant que quelques séismes diffus (**Choi et al., 2012**). La compression semble remobiliser les failles normales du rifting (**Choi et al., 2012**), des lignes sismiques de faible pénétration suggérant qu'il existe par ailleurs, le long de la transition océan-continent, un système de chevauchements à double vergence, vers le domaine océanique et vers l'arc (**Tamaki et Honza, 1985**).

Enfin en Méditerranée Occidentale, la marge nord-Ligure (**Fig. I.13a**) subit depuis le Miocène une faible compression méridienne liée à la convergence Afrique-Europe et/ou à l'étalement gravitaire des Alpes, qui donne lieu à une reprise en compression de la marge. Au niveau du Promontoire d'Impéria où la déformation de la marge semble maximale, un chevauchement principal situé sous la marge et émergeant en pied de pente induit un décalage vertical d'origine tectonique de plus de 1000 mètres des séries sédimentaires (**Larroque et al., 2011 ; Sage et al., 2013 ; 2014**) (**Fig. I.13b**). En amont de ce chevauchement majeur, un pli déforme les séries d'âge Miocène à Plio-Quaternaire en haut de pente. Sous la marge profonde, le chevauchement est localement visible sur des profils de sismique réflexion multitrace pénétrante vers 10-12 km de profondeur (**Fig. I.14a**), alors qu'en sub-surface, des pendages contradictoires des unités pré-Messiniennes suggèrent la présence d'un pli ou d'un pli-faillé (**Fig.14a et b**). Plus au large dans le bassin profond, des murs de sel situés dans le prolongement de failles inverses bien identifiées du domaine continental aminci du Golfe de Gènes (**Fig. I.14a**) suggèrent que la déformation affecte également le domaine océanique du bassin profond (**Fig. I.13c**). Toutefois, l'absence de décalage vertical sous le mur de sel et l'amortissement latéral des structures actives du bassin profond indiquent que la quantité de déformation est ici bien inférieure à celle observée sous la marge (**Sage et al., 2013 ; 2014**). La déformation observée est compatible avec le développement d'un chevauchement majeur à pendage nord sous la marge, probablement néoformé, sur lesquels les blocs basculés de la marge seraient soulevés (**Fig. I.15**) (**Bigot Cormier et al., 2004 ; Larroque et al., 2011**). Des structures du domaine océanique seraient remobilisées en aval de ce système. Cette interprétation est soutenue à la fois par les mécanismes au foyer qui indiquent la présence, sous la marge, de chevauchements à pendage nord (**Courboux et al., 1997 ; Larroque et al., 2009 ; 2011**), et par la sismicité qui s'étend en mer jusqu'au centre du bassin (**Béthoux et al., 1992 ; Augliera et al., 1994 ; Larroque et al., 2009**).

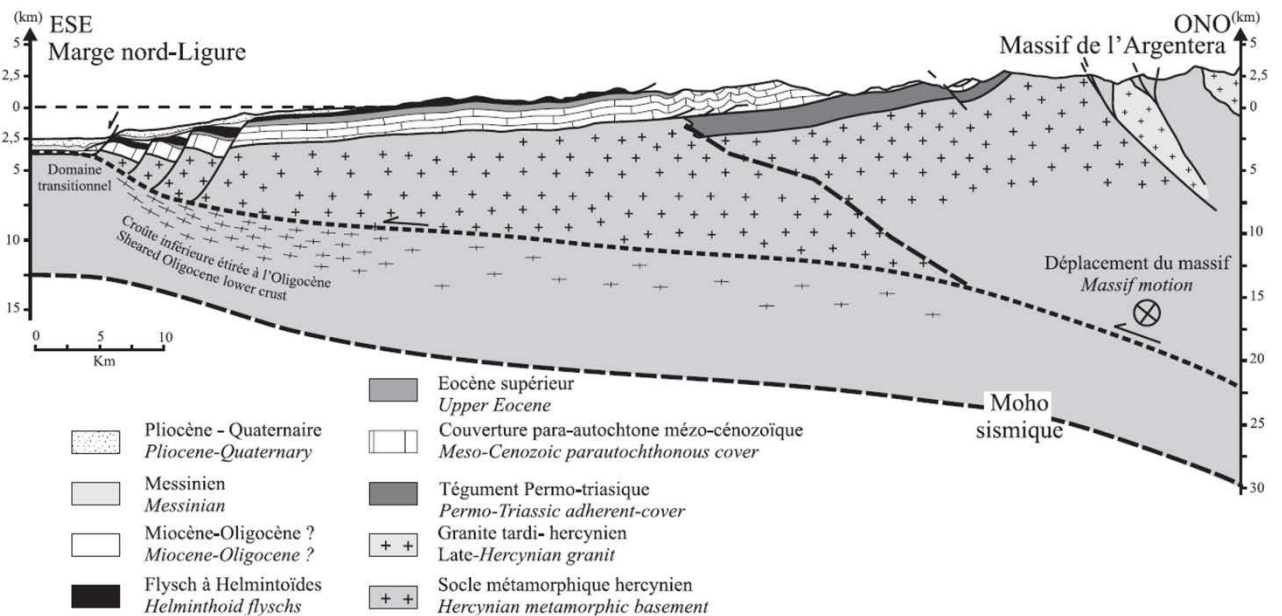




**Figure I.13.** Illustrations de la reprise en compression de la marge nord-Ligure (d'après Sage et al., 2014) (a) Carte bathymétrique du domaine Ligure sur laquelle ont été reportées : les failles inverses majeures (d'après Larroque et al., 2011 et Sage et al., 2013) (traits rouges), l'axe de l'anticlinal d'Impéria (flèche rouge), les murs de sel Messinien (zones ombrées blanches) et les séismes de magnitude supérieure à 4 (points blancs). Signes bleus (-) : zone sans déformation observée. Signes rouges (+) : zone de déformation compressive de la couverture Plio-Quaternaire au-dessus du sel Messinien. (14a) et (14b) permettent de localiser les extraits de profils montrés sur la Fig.I.14. (b) Profil MR45 (campagne MALISAR-06, localisation en (a)) montrant les indices de la reprise en compression de la marge, dans le secteur du Promontoire d'Impéria où la réactivation est la plus forte. La réactivation se manifeste sur ce profil par un chevauchement principal sous la marge, un chevauchement secondaire formant le front de déformation plus en aval, et par un pli qui déforme les unités acoustiques en haut de pente. (c) Profil FA113 (campagne FABLES-11, localisation en (a)). Des murs de sel alignés dans le prolongement des escarpements de faille du Golfe de Gènes sont interprétés comme des indices de reprise en compression du bassin profond. (d) Profil FA206 (localisation en (a)). En pied de marge, un bloc de croûte continentale amincie est soulevé par l'inversion de la marge qui décale la base du sel MU.



**Figure I.14.** Profils de sismique réflexion multitrace (campagne MALIS-95) (voir localisation sur la Fig. 13a) illustrant la reprise en compression de la marge nord-Ligure au large de San Remo. Sous la marge profonde, un réflecteur interprété comme un chevauchement ne semble pas émerger et est relayé à faible profondeur par (a) un pli ou (b) un pli-faille. (d'après Sage et al., 2014).



**Figure I.15.** Coupe interprétative terre/mer montrant le lien structural entre le massif de l'Argentera et la marge nord-Ligure envisageable d'après la déformation de la marge. Un chevauchement majeur emprunterait la limite fragile-ductile du rifting Oligocène pour émerger au niveau du pied de pente (Bigot-Cormier et al., 2004).

### 1.3.2. Des marges passives aux marges actives : Initiation des zones de subduction

L'initiation de la subduction peut se produire au niveau de discontinuités lithosphériques majeures existantes telles que des rides océaniques où des zones

transformantes formant déjà des limites de plaques. C'est par exemple le cas de la marge sud de la nouvelle Zélande au niveau de la ride de Puysegur (**Collot et al., 1995**), ou au niveau des zones de fractures d'Izu-Bonin-Mariana, au sud des Mariannes (**Lee, 2004**). De même la subduction peut s'initier dans des zones déjà affectées par une subduction achevée (Tonga-Kermadec, **Gurnis et al. (2004)**).

L'initiation d'une subduction peut aussi marquer le stade ultime de la reprise en compression d'une marge passive, créant ainsi une nouvelle frontière de plaques, la marge devenant alors active. En particulier, les bassins marginaux sont de bons candidats à l'inversion et à la formation de nouvelles zones de subduction, dans la mesure où ils naissent et évoluent le long de frontières convergentes qui offrent un champ de contrainte propice à la remobilisation de bassins même jeunes (**Billi et al., 2011**). Ceci expliquerait d'ailleurs la faible préservation des bassins arrière-arc à la surface du globe (**Déverchère et al., 2010**).

Différents paramètres peuvent favoriser la naissance d'une subduction au pied d'une marge passive :

- La charge sédimentaire des marges distales, qui tend à enfoncer la plaque océanique par rapport à la plaque continentale (**Cloetingh et al., 1989 ; Pascal and Cloetingh, 2009**),
- la flottabilité négative de la lithosphère océanique, intervient quand la plaque atteint sa stabilité thermique (pas avant 80 Ma) (**Cloos, 1993**), ce qui peut jouer un rôle important comme dans le cas de la marge du Liban (110-140 Ma) (**Dercourt et al., 1986**) et où l'épaisseur sédimentaire est par ailleurs importante, de l'ordre de 8 km (**Ben Avraham, 2002**),
- la présence d'une zone mécaniquement faible au sein de la lithosphère, plus facilement remobilisée dans la convergence (**Mueller et Phillips, 1991 ; Gurnis et al., 2004**). Il a ainsi été proposé que la TOC, selon sa nature, puisse fournir une telle zone de faiblesse,
- la différence topographique entre le continent et le bassin adjacent, qui permet la formation de contraintes verticales par la différence de forces du volume, engendrant une zone de compression à ce niveau (**McKenzie, 1977 ; Béthoux et al., 2008**),
- le contraste thermique et de densité à la jonction entre les lithosphères continentale et océanique (**Goren et al., 2008 ; Béthoux et al., 2008**).

### 1.3.3. Modalités de reprise en compression d'une marge passives : quels enjeux ?

On a vu que les marges passives, qu'elles soient de type divergent ou transformant, juxtaposent des domaines lithosphériques de natures très variées (**Fig. I.16**).



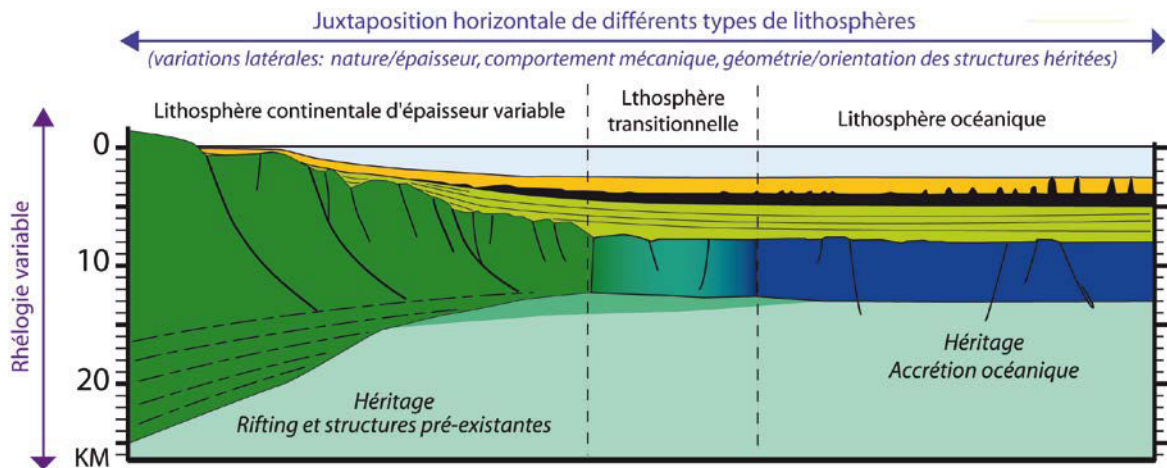


Figure I.16. Architecture d'une marge divergente (modifié d'après Sage et al., 2013).

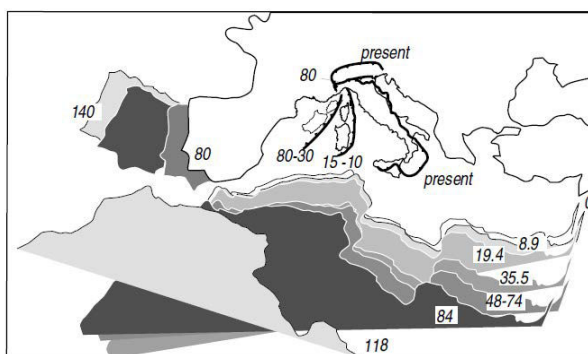
Cette juxtaposition à travers le système marge-bassin s'accompagne de variations latérales de la nature de la croûte, de son épaisseur, du comportement mécanique de la lithosphère, de l'orientation et de la géométrie des structures héritées. Les modalités de l'inversion structurale causée par la reprise en compression d'un tel système hétérogène ainsi que les conditions d'initiation des zones de subduction restent aujourd'hui mal connues. La synthèse des déformations observées sur les marges inversées étudiées du globe montre que les zones de faiblesse qui localisent la déformation varient d'une marge à l'autre. Il semble que d'une manière générale, le domaine océanique soit peu déformé. Par contre à ce jour, il est difficile de dire si la déformation va préférentiellement se localiser dans un des domaines lithosphériques du système marge-bassin, ou plutôt aux grandes limites lithosphériques, ou si elles vont emprunter des zones de faiblesse locales au sein d'un de ces domaines tels que des systèmes de failles héritées de phases de déformation antérieures. Par ailleurs, alors que dans certains cas, on observe la remobilisation d'anciennes failles, dans d'autres, les failles semblent néoformées, sans que l'on sache si ces deux types de déformations correspondent à des stades différents d'évolution de la déformation d'une marge (existe-t-il pour toutes les marges une période de remobilisation des anciennes structures avant que ne se forment de nouvelles failles ?) ou si elles caractérisent au contraire des modalités de déformation différentes propres à chaque marge. Il est donc nécessaire, pour progresser sur notre compréhension de l'inversion des marges et de leur éventuelle évolution vers une subduction, d'étudier de nouveaux exemples en essayant de définir au mieux comment se localise cette déformation par rapport aux grands domaines crustaux et aux structures héritées.

## 2- Contexte géodynamique et géologique de l'étude

### 2.1. Evolution cinématique et géodynamique du domaine nord-algérien

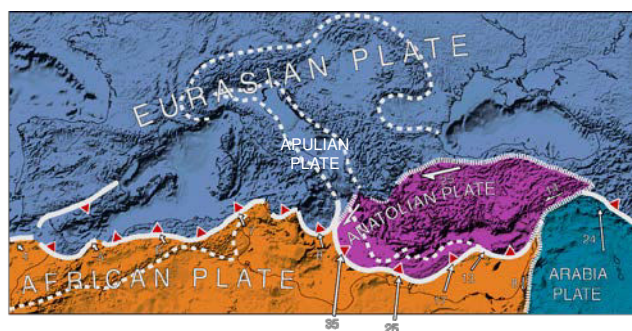
#### 2.1.1. Contexte global Méditerranéen

L'évolution de la Méditerranée, située à la frontière entre les plaques Afrique et Eurasie, est en premier lieu liée au déplacement relatif de ces deux plaques (**Fig. I.17**). Les études cinématiques basées sur l'analyse des anomalies magnétiques de l'Atlantique (**Olivet et al., 1982**) indiquent qu'après un déplacement senestre de l'Afrique par rapport à l'Europe, les deux plaques convergent de la fin du Crétacé à l'actuel. C'est donc en contexte de convergence, dans un espace qui n'a cessé de se réduire depuis le Crétacé, qu'évolue le bassin Méditerranéen.



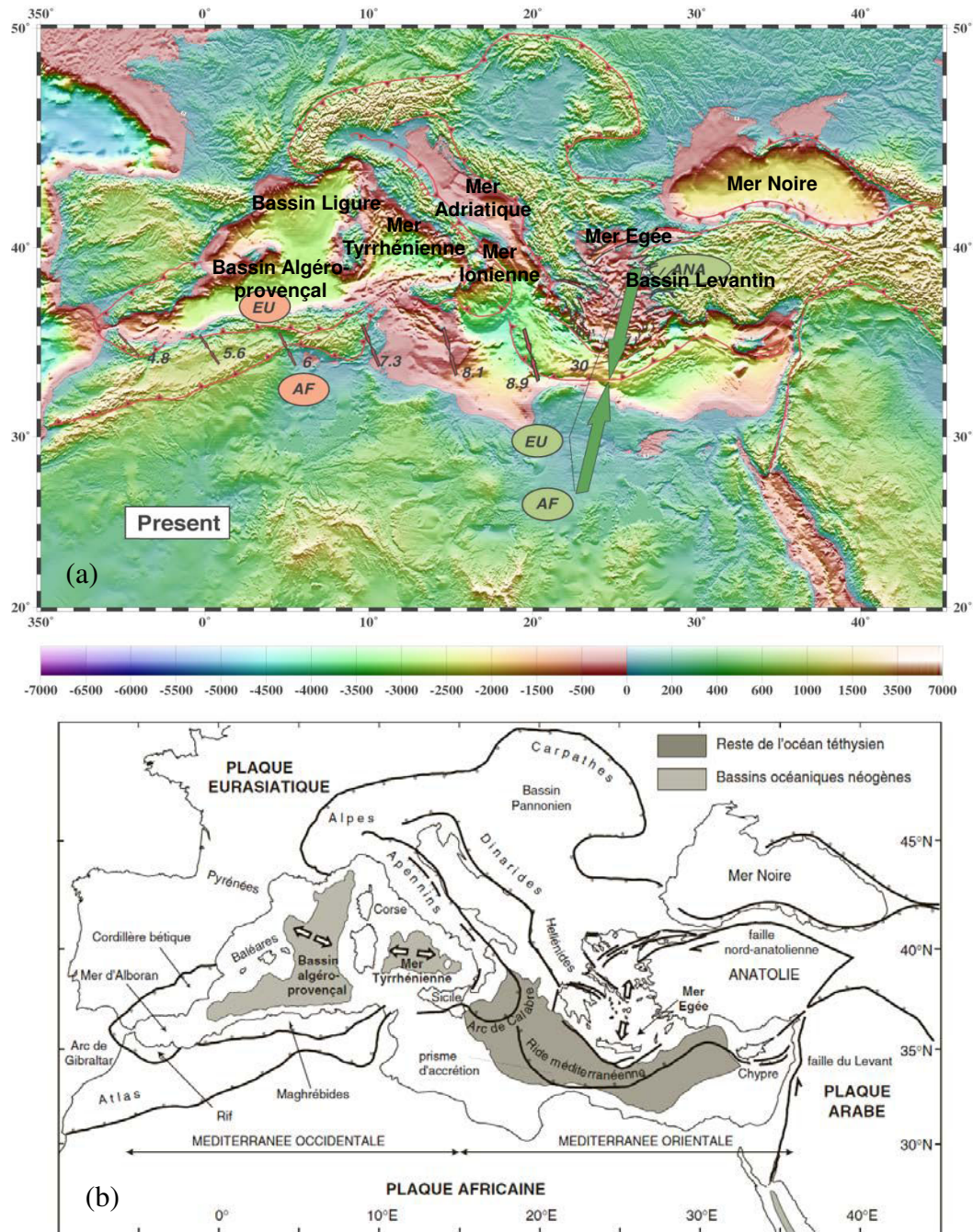
**Figure I.17.** Déplacement relatif de l'Afrique et de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie fixe, depuis le Crétacé (**Faccenna et al., 2001**).

Dans le secteur Méditerranéen, la présence des microplaques Apulienne et Anatolienne mobiles, à la limite entre les plaques Afrique et Eurasie, contribue par ailleurs à rendre la région Méditerranéenne structuralement très complexe (**Fig. I.18**).



**Figure I.18.** Plaques tectoniques du secteur Méditerranéen (projet **DOTMED, 1995**).

Ainsi, bien que formant actuellement un bassin marin unique de 2.500.00 km<sup>2</sup>, la Méditerranée est en réalité composée d'une mosaïque de sous-bassins d'âges différents qui jalonnent la frontière de plaques (**Fig. I.19**).



**Figure I.19.** Topographie du bassin méditerranéen (a) et schéma structural (b) montrant les différents sous-bassins qui le composent et les orogènes qui le ceinturent (d'après L. Jolivet, cours sur la géodynamique du bassin méditerranéen (2002)).

A l'est, le plancher de la Méditerranée Orientale est formé par l'océan Téthysien qui séparait l'Afrique de l'Europe au Crétacé. Cet océan est aujourd'hui en cours de fermeture le long d'une zone de subduction active située au nord du bassin sous l'arc hellénique et Chypre, le long de la bordure sud de la plaque anatolienne (**Fig. I.19b**).

En Méditerranée Occidentale par contre, la fermeture de l'océan Téthysien, plus précoce, s'achève entre l'Eocène (Alpes) et le Miocène (Maghreb), donnant naissance aux zones de collisions alpines qui ceinturent aujourd'hui le bassin (**Fig. I.19**). Cet océan Téthysien a été



remplacé dans l'espace par plusieurs domaines océaniques plus jeunes ouverts depuis l'Oligo-Miocène. L'ouverture de ces différents bassins récents est terminée depuis le Miocène (bassin Ligurien, bassin Algérien), ou se poursuit encore de façon très locale aujourd'hui (bassin Tyrrhénien).

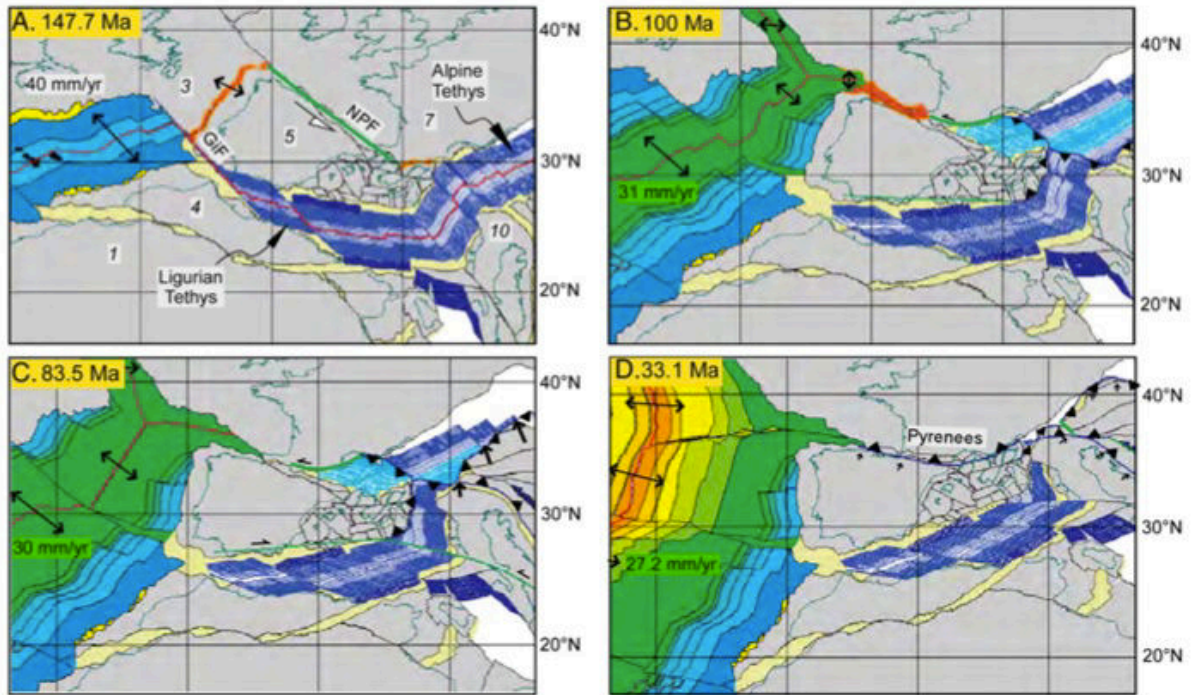
Ainsi, on passe très rapidement, dans le temps et dans l'espace, d'une zone de subduction à une zone de collision, donnant aux bassins méditerranéens et à leurs marges leur configuration actuelle complexe. Comprendre l'évolution spatio-temporelle de ces bassins est un point clé pour comprendre les modalités de l'ouverture arrière-arc et le fonctionnement, dans la durée, d'une frontière de plaque convergente complexe. Le bassin Algérien et sa bordure sud, qui font l'objet de cette étude, forment un des témoins les plus remarquables de cette évolution polyphasée complexe.

### **2.1.2. Evolution de la Méditerranée occidentale et du domaine nord-algérien**

De nombreux modèles géodynamiques ont été proposés afin d'expliquer la géométrie actuelle de la Méditerranée occidentale, qui s'appuient sur les données magnétiques (**Schettino et Turco, 2006 ; Gattacceca et al., 2007**), la structure crustale du bassin et de ses marges (**Mauffret et al., 2004**), la géologie des zones de collisions périméditerranéennes (**Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Lustrino et al., 2011 ; Carminati et al., 2012**), les contraintes cinématiques (**Gueguen et al., 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000**), ou encore intègrent différents types de données (données tectoniques, sismologiques, géodésiques, tomographiques et sismique réflexion, **Billi et al., 2011**).

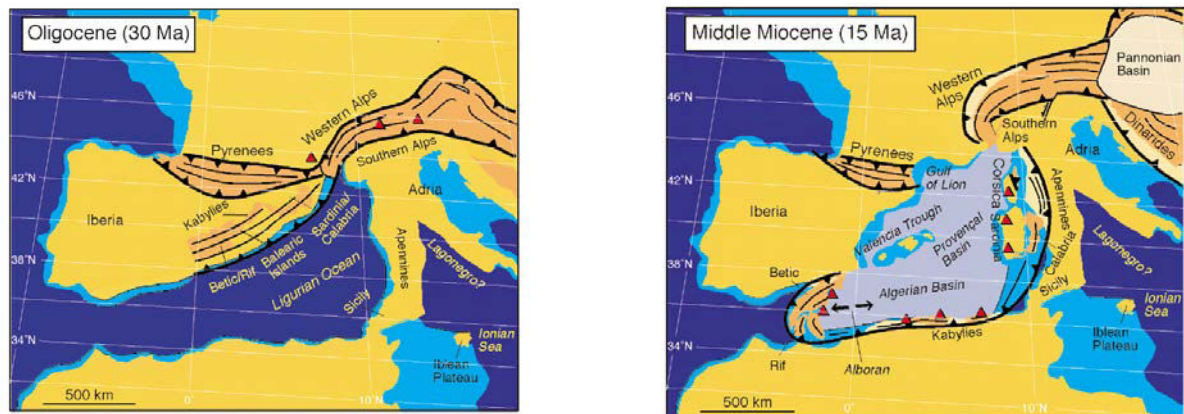
Dans ces modèles, il est actuellement admis que la configuration actuelle du domaine nord-algérien résulte de trois grandes étapes :

- (1) L'ouverture de l'océan Téthys, formé d'Est en Ouest à travers la Pangée entre le Permien supérieur et le Jurassique moyen, séparant les continents Gondwana au sud, et Laurasia au Nord, (**Fig. I.20**). La terminaison occidentale de cet océan était alors l'actuelle Europe du Sud et l'actuelle Afrique du Nord.
- (2) La fermeture de l'océan Téthys maghrébin le long d'une zone de subduction située sous la bordure de la plaque Eurasienne, au nord du bassin, active depuis le Cénozoïque jusque vers 18-15 Ma (**Figs. I.21 et I.22**). De la fermeture de cet océan a résulté la formation de la chaîne alpine maghrébine qui s'étend du Maroc à la frontière Tunisienne (**Fig. I.19**).



**Figure I.20.** Reconstitution du domaine Téthysien à entre 147 et 33 Ma selon Schettino et Turco (2010).

(3) L'ouverture, à l'arrière de la subduction, de l'actuel bassin Algéro-provençal, à l'Oligo-Miocène, qui accompagne la fermeture progressive de l'océan Téthysien (Figs. I.21 et I.22).

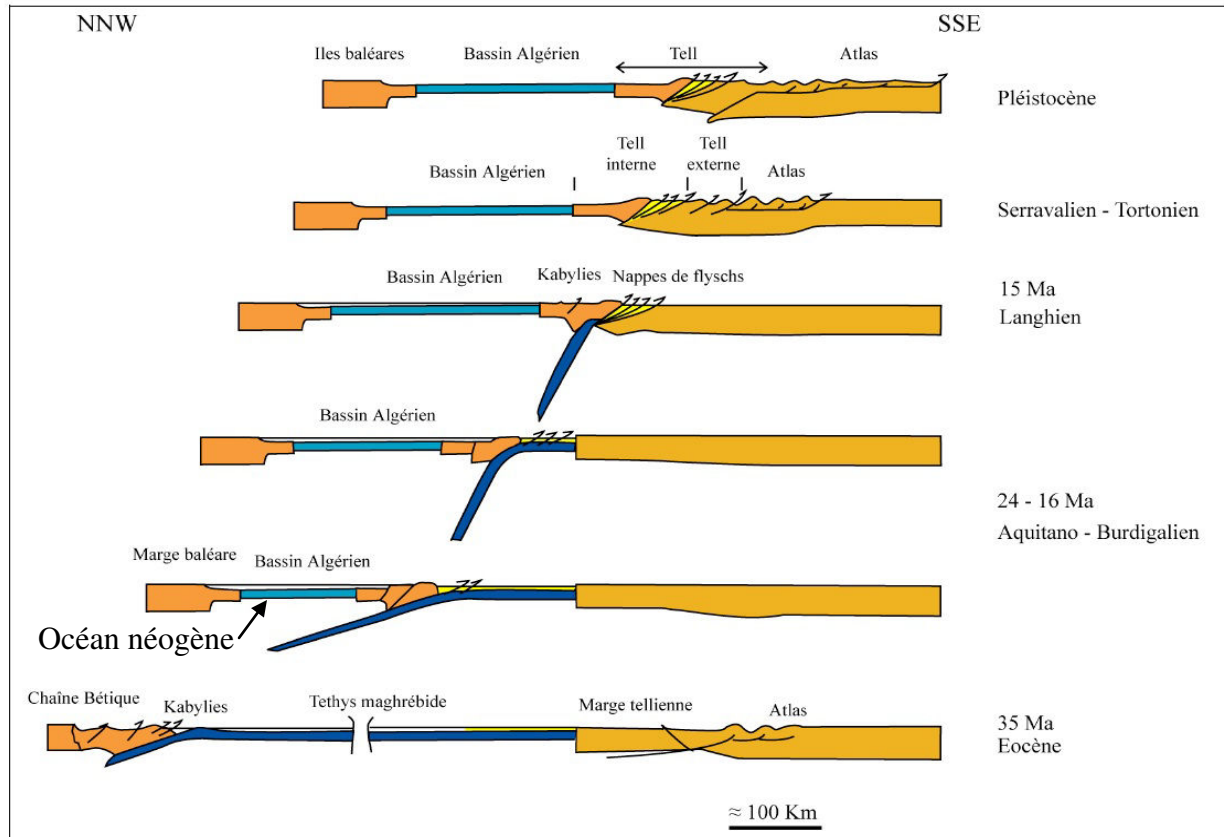


**Figure I.21.** Reconstruction paléogéographique de la Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène au Miocène Moyen (Rosenbaum et al., 2002).

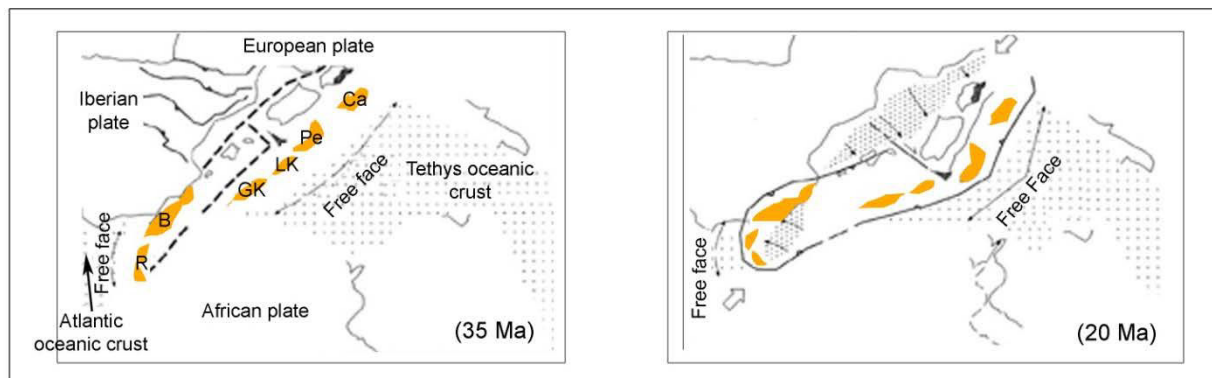
Bien que résultant de la phase la plus récente, les modalités d'ouverture du bassin Algérien restent largement débattues dans les modèles de reconstruction géodynamique proposés dans la littérature. Ces modèles s'accordent toutefois sur les stades initial et final de formation du bassin et montrent que les massifs d'âge précambrien et/ou paléozoïque qui jalonnent aujourd'hui le sud et le sud-ouest de la Méditerranée depuis Alboran jusqu'en Calabre (Fig. I.22b) proviennent de l'éclatement et de la dérive d'un bloc dit d'AlKaPeCa (pour les



massifs, Alboran, Kabylie, Péloritains, Calabre ; selon **Bouillin, 1986**) formant la marge sud Européenne jusqu'à ~23 Ma (**Fig. I.22a**) (**Alvarez et al., 1974 ; Cohen, 1980 ; Bouillin, 1986 ; Lonergan et White, 1997 ; Vergès et Sabat, 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Mauffret et al., 2004 ; Billi et al., 2011**).



(a)

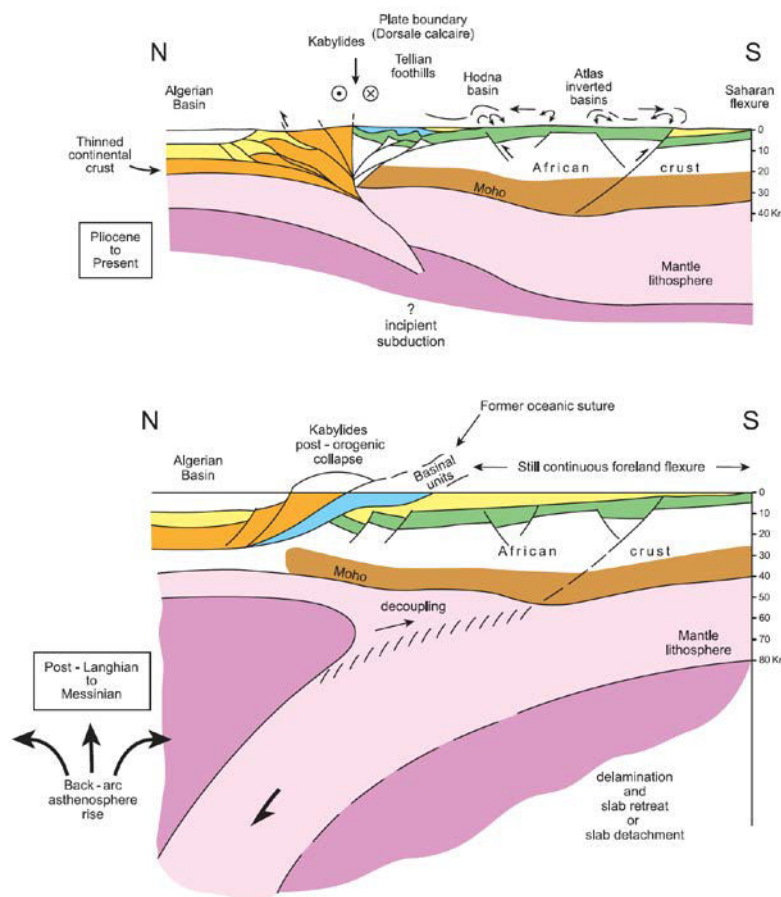


(b)

**Figure I.22.** Reconstruction géodynamique de la Méditerranée occidentale. (a) Modèle cinématique établi sur la transversale des Baléares à la plate-forme saharienne montrant de bas en haut l'évolution du bassin algérien entre l'Eocène Terminal et le Pléistocène, (d'après **Harster, 2007**). (b) reconstruction simplifiée et modifiée d'après **Gelabert et al., 2002** montrant la migration des blocks AlKaPeCa (à droite) vers le sud-sud-est et leurs positions initiales (à gauche), B : Bétique, R : Rif, (=Al (Alboran) selon **Bouillin, 1986**) ; GK : grande Kabylie et LK : petite Kabylie (Ka (Kabylies) selon **Bouillin, 1986**), Pe : Péloritains et Ca : Calabre.

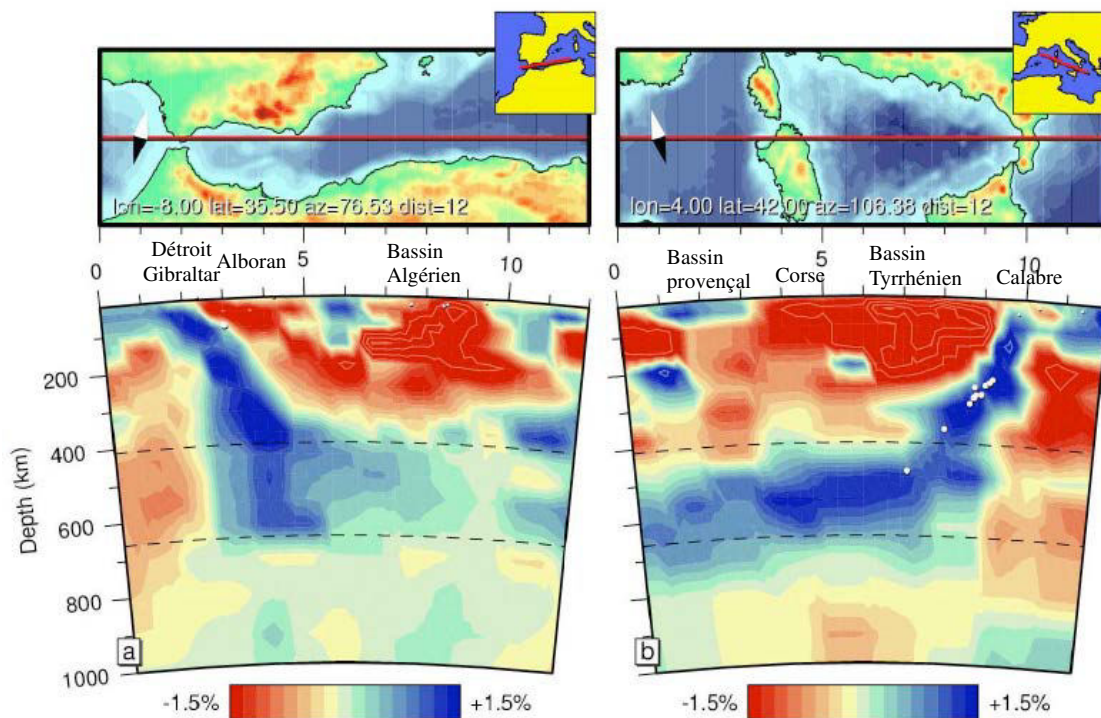
Cette dérive, liée à l'ouverture des bassins Algérien et Tyrrhénien, s'est achevée au sud par la collision de ce bloc fragmenté avec la marge nord Africaine (**Figs. I.21 et I.22**) entre 18 et 15 Ma (**Monié et al., 1984 ; Saadallah et Caby, 1996 ; Lonergan et White, 1997 ; Faccena et al., 2001 ; Roure et al., 2012**) (**Fig. I.22b**).

Entre ces deux étapes, les modalités de migration d'AlKaPeCa varient par contre largement d'un modèle à l'autre. La diversité des modèles proposés vient du fait que les auteurs disposent de contraintes partielles qui permettent de définir correctement l'évolution de certaines parties du bassin, les autres secteurs restant souvent relativement plus libres d'interprétation. Elle s'explique également par un manque de contraintes sur la structure crustale profonde du bassin. Ainsi, deux grands types de modèles ont été proposés. Certains auteurs proposent que le plancher du bassin algérien profond, de nature continentale, résulte d'un processus de délamination lithosphérique (**Roure et al., 2012**) (**Fig. I.23**).



**Figure I.23.** Processus de délamination responsable de l'ouverture du bassin Algérien d'après **Roure et al. (2012)**. En haut : stade actuel et en bas : architecture entre le Post-Langhian et le Messinien.

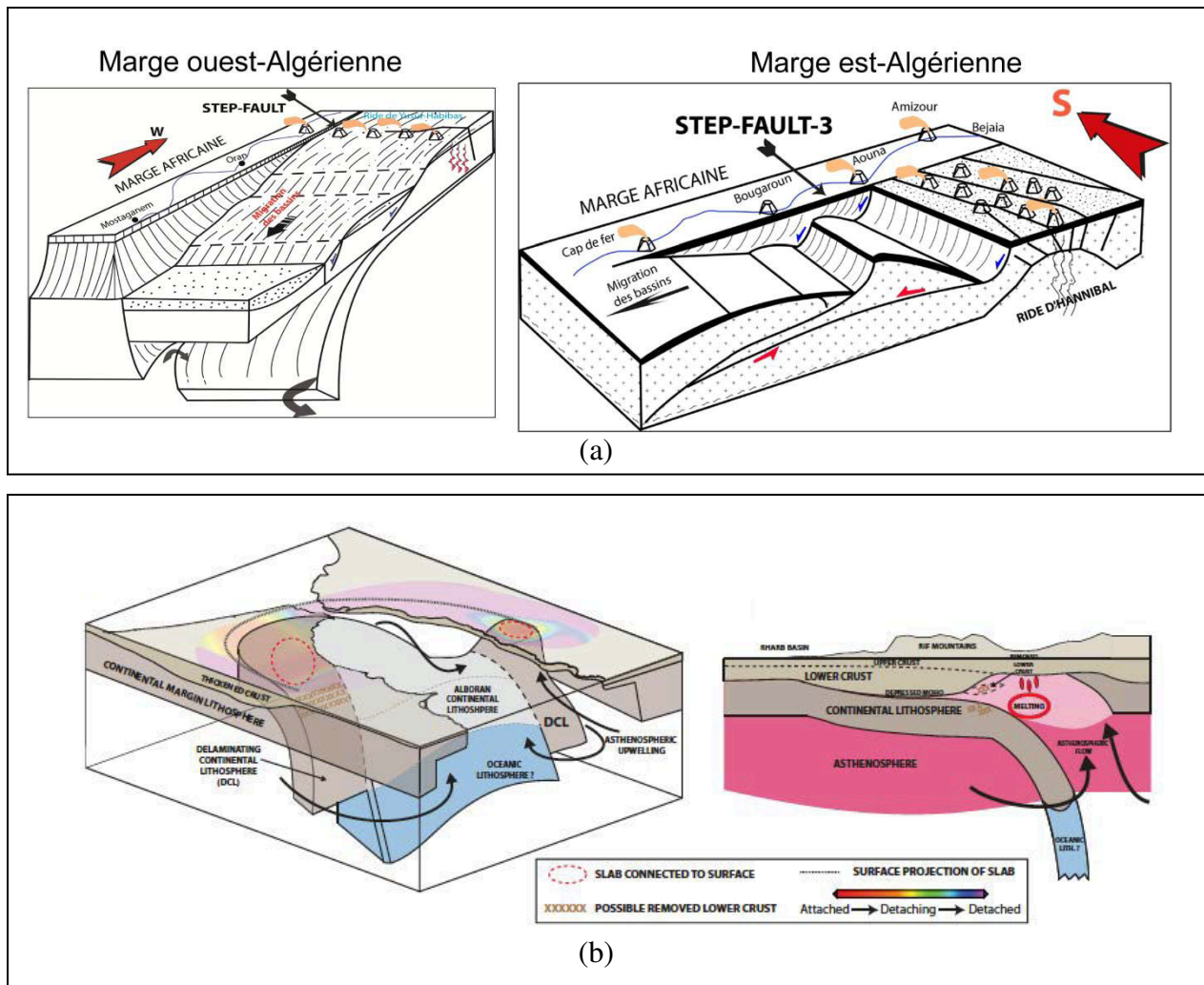
Alors que dans un modèle plus largement admis, il correspondrait plutôt à un domaine océanique formé par accréation arrière-arc (Alvarez et al., 1974 ; Lonergan et White, 1997 ; Doglioni et al., 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Faccena et al., 2001 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Gelabert et al., 2002 ; Jolivet et al., 2003 ; Mauffret et al., 2004 ; Schettino et Turco, 2006), associé à un processus en rollback (Alvarez et al., 1974 ; Cohen, 1980 ; Lonergan et White, 1997 ; Doglioni et al., 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Faccena et al., 2001 ; Gelabert et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Jolivet et al., 2003 ; Mauffret et al., 2004 ; Schettino et Turco, 2006 ; van Hinsbergen et al., 2014) (voir *CH-1.1.2.1c* et Fig. I.10 pour le principe du rollback).



**Figure I.24.** Tomographie sismique traversant (a) le détroit de Gibraltar, l'Alboran et le bassin Algérien et (b) le bassin Ligure-Provençal, la Sardaigne, le bassin Tyrrhénien et la Calabre (Spakman et Wortel, 2004).

Le développement des méthodes tomographiques a contribué à ancrer le mécanisme de rollback. Des profils de tomographie sismique montrent en effet la présence d'anomalies de vitesses négatives (vitesses lentes en bleu dans la Fig. I.24) indiquant la présence de matériau anormalement froid dans l'asthénosphère interprété comme la trace de panneaux plongeants subduits (*slabs*) (Spakman et al., 1993 ; Carminati et al., 1998 ; Piromallo et Morelli, 2003 ; Spakman et Wortel, 2004). Le rapide rollback vers l'ouest sous Alboran serait responsable de l'ouverture Miocène du bassin ouest algérien (Réhault et al., 1985 ; Gueguen et al., 1998 ; Jolivet et Faccena, 2000 ; Vergès et Fernandez, 2012), ce domaine océanique étant bordé au moins au sud par une marge de type STEP (Subduction-Transform Edge

Propagator, **Govers et Wortel, 2005**) située sous la bordure ouest-algérienne à l'aplomb de la déchirure du slab (**Vergès et Fernandez, 2012 ; Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015**). Les images tomographiques montrent la présence du même type d'anomalie de pendage opposé sous la Calabre (**Fig. I.24, Spakman et Wortel, 2004**), suggérant une géométrie de slab symétrique à celle observée à l'ouest accompagnant le rollback du slab (**Rosenbaum et Lister, 2004 ; Rosenbaum et al., 2008**) avec l'éventuelle présence d'une autre marge de type STEP à l'est de l'Algérie (**Fig. I.25**) (**Medaouri, 2014**). Le slab présenterait ainsi un pendage nord sous la zone de collision centrale des Magrébides, une déchirure du slab de part et d'autre de cette zone de collision permettant sa migration vers l'ouest sous Alboran d'une part, et vers l'est sous la Calabre et la Tyrrhénienne d'autre part.



**Figure I.25.**(a) Modèle d'évolution du bassin algérien proposant une symétrie d'évolution entre l'est et l'ouest algérien, la déchirure et la migration du slab permettant l'ouverture des bassins est- et ouest-algériens. Dans ce modèle, deux marges de type STEP seraient formées de façon symétrique de part et d'autre du segment algérien central (**Medaouri, 2014**). (b) Géométrie du slab sous le domaine d'Alboran (**Thurner et al., 2014**).



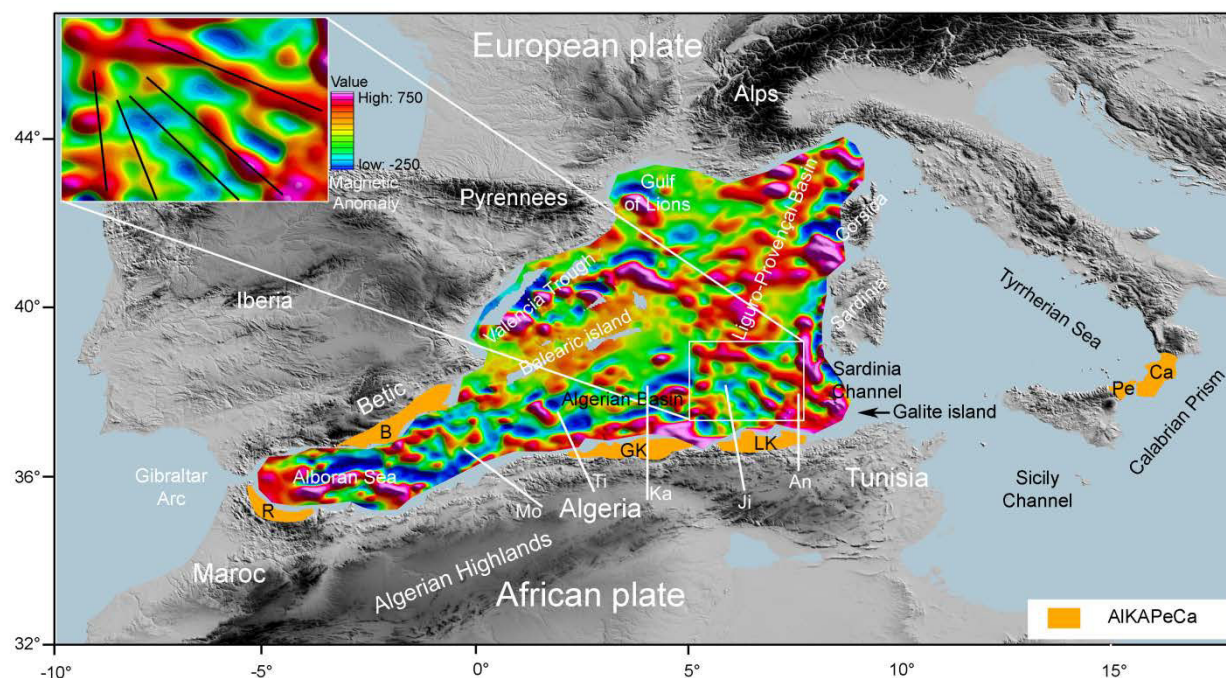
Vers l'ouest, le slab resterait attaché sous la partie centrale des Bétiques et sous le Rif, mais serait par contre détaché sous le domaine d'Alboran (**Fig. I.25b**) (**Palomeras et al., 2014 ; Thurner et al., 2014**). Des études tomographiques haute-résolution indiquent par ailleurs que le manteau lithosphérique du domaine d'Alboran serait détaché de la croûte au niveau du Moho et entraîné dans la subduction (**Bezada, 2013 ; Palomeras et al., 2014 ; Thurner et al., 2014**). Vers l'est, la subduction ne reste active aujourd'hui que sous la Calabre (e.g. **Jolivet et al., 2003 ; Rosenbaum et al., 2008 ; Gallais et al., 2012**).

### **2.1.3. Formation du bassin est-algérien**

Le bassin est-algérien, sur lequel porte en partie cette étude, forme actuellement un bassin de 150.000 km<sup>2</sup> limité au Sud par la marge est-algérienne, à l'est par le canal de Sardaigne, au nord par le bassin Liguro-Provençal, et à l'ouest par le bassin ouest-algérien (cadre blanc sur la **Fig. I.26**). Il occupe donc une position clé au cœur de la Méditerranée, à la limite entre Méditerranée orientale et occidentale. Entre les stades initial et terminal de son histoire (voir **Fig. I.21**), son évolution reste aujourd'hui mal comprise.

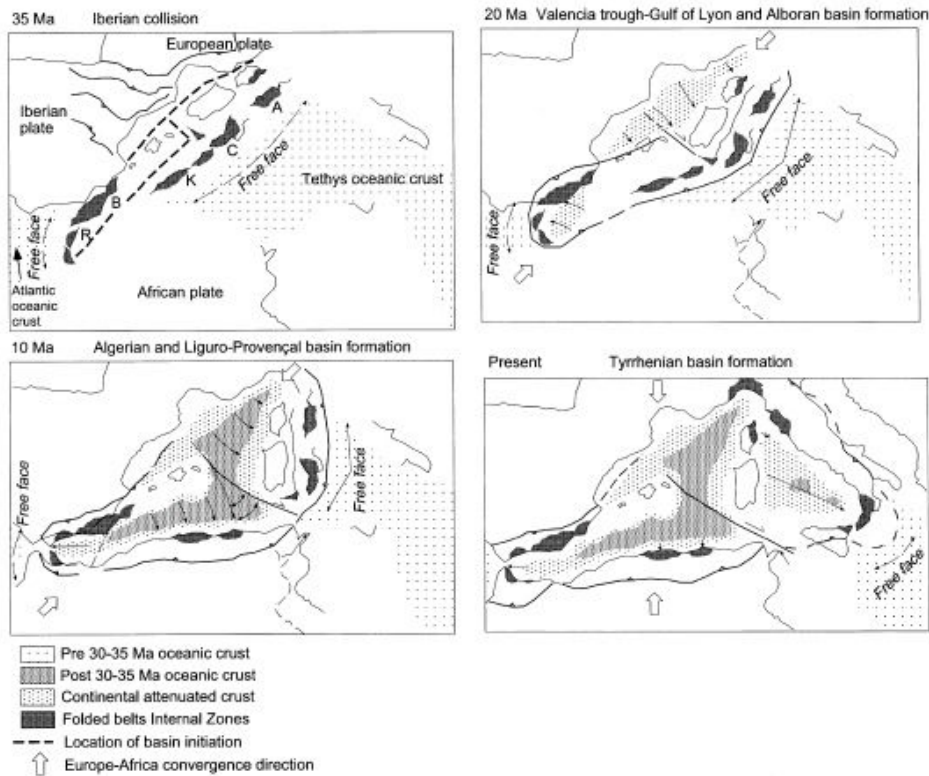
La nature océanique du bassin est soutenue par la présence, au centre du bassin, d'anomalies magnétiques bien développées, clairement organisées et identifiées depuis les années 70 (**Galdeano et Rossignol, 1977 ; Schettino et Turco, 2006**). Ces anomalies, orientées NW-SE, sont disposées en éventail ouvert vers le sud-est sur une zone large de 400 km (**Fig. I.26**). Ces anomalies magnétiques sont d'ailleurs actuellement les seules anomalies clairement organisées dans toute la Méditerranée occidentale. Elles suggèrent qu'à cet endroit du bassin, une accréation océanique régulière a fonctionné à un moment donné de l'ouverture du bassin, le reste de l'accréation en Méditerranée occidentale étant souvent considéré comme plus sporadique en contexte arrière-arc, sur la base des anomalies magnétiques désorganisées et de la structure atypique de la croûte océanique (**Rollet et al., 2002 ; Schettino et Turco, 2006**).

De nombreux modèles d'ouverture ont été proposés pour le bassin est-algérien, en raison du manque de contrainte sur l'âge de ces anomalies magnétiques. On peut classer ces modèles en deux grandes catégories :

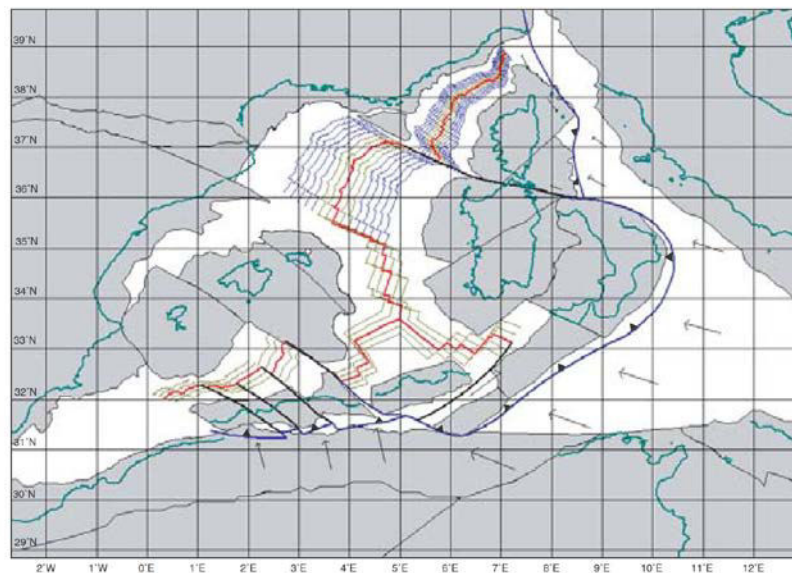


**Figure I.26.** Carte d'anomalies magnétiques de la Méditerranée occidentale (données issue de la base de **Galdeano et Rossignol, 1977**). Le cadre blanc indique la répartition des anomalies dans le bassin est-algérien, objet de cette étude. Les anomalies sont ici bien organisées, contrairement au reste du bassin, et forment un éventail ouvert vers le SE (d'après **Bouyahiaoui et al., 2014**). B : Bétique, R : Rif (Al (Alboran selon **Bouillin, 1986**), GK : grande Kabylie et LK : petite Kabylie (Ka (Kabylies) selon **Bouillin, 1986**), Pe : Péloritains et Ca : Calabre. Les lignes blanches représentent les profils sismiques grand-angle SPIRAL, Mo : Mostaganem, Ti : Tipaza, Ka : Kabylie, Ji : Jijel et An : Annaba.

*(1) Modèles d'ouverture monophasés* - Dans les modèles les plus simples, le bassin algérien s'ouvre à l'arrière du bloc AlKaPeCa, la subduction migrant vers le sud-sud-est avec une forme arquée (**Fig. I.27**) (**Gueguen et al., 1998 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Gelabert et al., 2002 ; Jolivet et al., 2003 ; Rosenbaum et Lister, 2004 ; Michard et al., 2006 ; Schettino et Turco, 2006 ; van Hinsbergen et al., 2014**). Ainsi l'espace triangulaire ouvert par le déplacement vers le SE du bloc corso-sarde et vers le Sud du bloc Kabyle aurait été comblé par une ouverture océanique arrière-arc en ciseau contemporaine (**Fig. I.27, Gelabert et al., 2002**), ou selon des géométries d'accrétion plus complexes impliquant des transformantes et des points triples (**Fig. I.28, Schettino et Turco, 2006**).



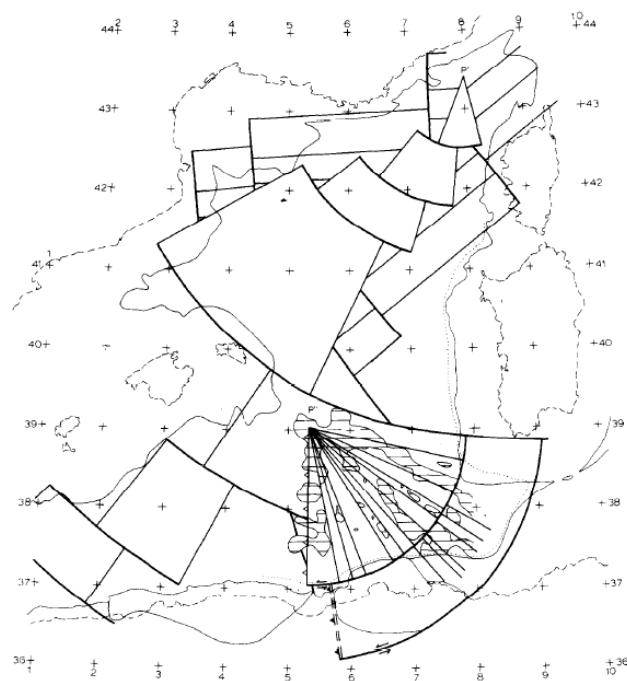
**Figure I.27.** Ouverture du bassin Algérien à l'arrière du bloc AlKaPeCa (en noir), la subduction migrant à la fois vers le Sud et vers le Sud-est avec une forme arquée (Gelabert et al., 2002).



**Figure I.28.** Reconstruction cinématique des plaques à 21 Ma (Schettino et Turco, 2006). Les lignes rouges représentent les centres d'accrétion, les lignes vertes et bleues situées de part et d'autre correspondant à des isochrones liée à l'ouverture des domaines océaniques. Les lignes noires schématisent les failles décrochantes les zones de subduction, et les flèches noires montrent les directions et amplitudes des déplacements relatifs de plaques.

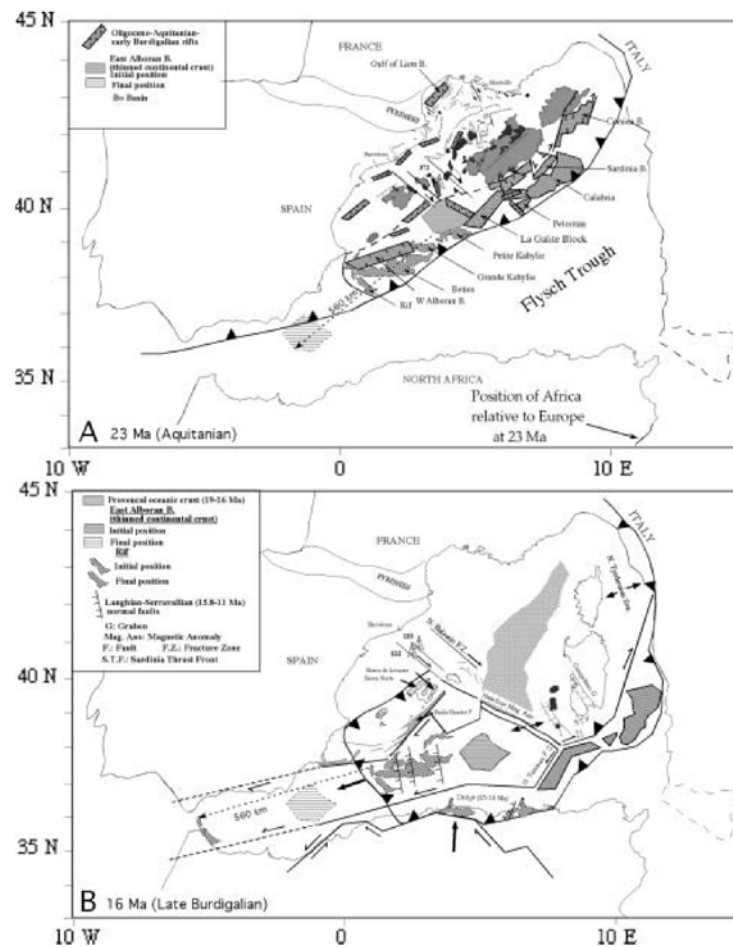
(2) *Modèles d'ouverture polyphasés* - D'autres modèles proposent une ouverture en deux temps. Dans ces modèles, l'éclatement du bloc AlKaPeCa et sa migration vers le S-SE, avec

ou sans océanisation, seraient relayés dans un second temps par l'ouverture du bassin océanique est-algérien le long d'un axe NW-SE caractérisé par les anomalies magnétiques clairement organisées (**Cohen, 1980 ; Mauffret et al., 2004**). L'ouverture du bassin est-algérien se ferait donc tardivement, après que le bloc Corso-Sarde ait acquis sa position définitive selon un axe Nord-Sud vers 18-15 Ma (**Gattacceca et al., 2007**), à la fin de l'ouverture du bassin Liguro-Provençal. Le bloc Corso-Sarde étant fixe depuis cette époque, ces modèles impliquent que l'ouverture du bassin est-algérien, large de 400 km environ, ait été accommodée vers l'ouest. Selon les modèles, cette accommodation se ferait soit par l'intermédiaire d'une zone subduction N-S située vers 5°30'E de longitude (**Fig. I.29, Cohen, 1980**), soit par une migration du plancher néoformé vers l'ouest du bassin algérien le long d'un contact transformant sénestre bordant la marge Algérienne au Nord, le centre d'accrétion étant alors formé par une dorsale appelée Ride d'Hannibal, ayant fonctionné entre 16 et 8 Ma (**Fig. I.30, Mauffret et al., 2004**). Dans le premier cas, l'ouverture du bassin est-algérien est postérieure au collage de la Grande Kabylie. Elle permet la migration progressive de la Petite Kabylie vers le SW, jusqu'à son collage au continent africain (**Cohen, 1980**). Dans le second cas, l'accrétion est postérieure au collage des Petite et Grande Kabylies (**Mauffret et al., 2004**).



**Figure I.29.** Ouverture de bassin est-algérien. Après collage de la grande Kabylie, la petite kabylie migre vers le SE jusqu'à son collage avec la marge Africaine. L'ouverture est accommodée par un plan de subduction N-S situé à 5°30' (**Cohen, 1980**).





**Figure I.30.** Evolution géodynamique du bassin Algérien. Après le collage des grande et petite Kabylies vers 16 Ma à la paléo-marge africaine, l'ouverture du bassin Algérien s'accompagne de la migration vers l'ouest du plancher océanique néoformé le long d'une transformante située au nord de la marge Algérienne (**Mauffret et al., 2004**).

Comme nous l'avons vu précédemment, **Medaouri (2014)** propose quant à lui que l'ouverture soit accompagnée d'un contact transformant dextre de type STEP le long de la marge est-algérienne, l'ouverture s'effectuant en réponse au rollback du slab vers l'est (voir *CH-I.2.1.2* et **Fig. I.25**).

## 2.2. Contexte géologique

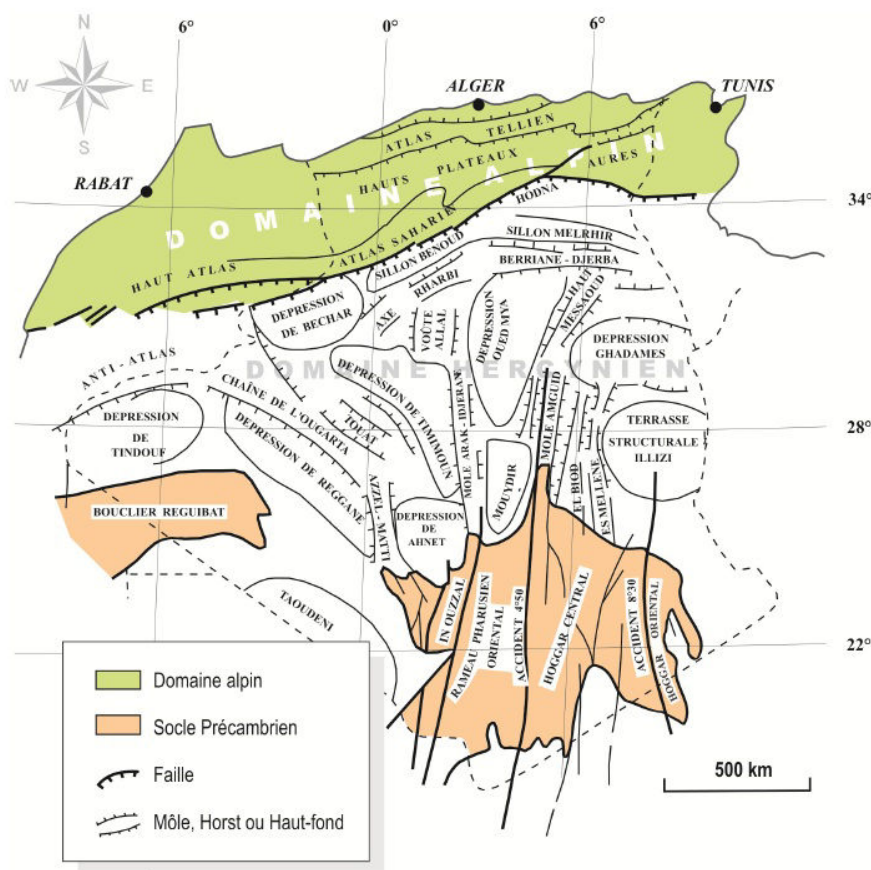
### 2.2.1. Géologie à terre

#### a. Architecture globale

Le nord de l'Afrique est caractérisé par des environnements géologiques divers, qui se distribuent de façons globalement latitudinale (**Fig. I.31**), du plus ancien au sud au plus récent au nord:

- Un domaine précambrien au sud portant l'empreinte des orogénèses protérozoïques (éburnéenne et panafricaine) (en orangé sur la **Fig. I.31**),

- Le domaine hercynien de la plate-forme saharienne (en blanc sur la **Fig. I.31**),
  - Le domaine alpin au Nord (en vert sur la **Fig. I.31**), comprenant du nord au sud : le Tell long du littoral lié à la fermeture de l’océan Téthysien, les hauts plateaux et l’Atlas saharien plus au sud formant l’avant-pays alpin.
- C’est ce dernier domaine dans sa partie tellienne qui nous intéresse ici plus particulièrement, puisqu’elle forme les unités les plus septentrionales le long de la côte nord-algérienne.



**Figure I.31.** Les grands ensembles géologiques de l’Algérie (d’après **Takheriste, 1991**, modifié par **Guemache, 2010**).

## Le Tell

Le Tell (*Colline* en Arabe) est un domaine géologique structuré en plis et pli-failles, formant la bordure méridionale montagneuse de la Méditerranée (**Fig. I.32**). La géologie de cette chaîne de montagnes intègre des terrains d’origine européenne et d’origine africaine disposés de part et d’autre d’une zone de suture, reflétant ainsi l’évolution géodynamique accompagnant la fermeture de la Téthys (**Bouillin, 1986 ; Frizon de Lamotte et al., 2000**), telle que détaillée précédemment. Le Tell est ainsi composé de trois domaines principaux :

- Au nord, le *domaine des zones internes (Kabyliques : grande et petite Kabylies)*, correspond à des terrains d’origine européenne (bloc AlKaPeCa selon **Bouillin, 1986**),

➤ au sud, le domaine des zones externes représente la marge téthysienne du continent africain,

➤ entre ces deux domaines, la zone de suture est jalonnée par les flyschs correspondant à la couverture sédimentaire de l'ancien océan Téthys. Le substratum océanique du bassin n'a jamais été identifié avec certitude sur le terrain.

Sur ces trois domaines liés à la collision alpine, sont déposées en discordance des formations Miocène post-nappes, ainsi que des bassins Pliocènes.

### Les zones internes

Les zones internes comprennent le socle Kabyle et la dorsale Kabyle (**Rivière et al., 1977 ; Bouillin, 1979 ; Géry et al., 1981 ; Djellit, 1987 ; Bracene, 2001**). Elles jalonnent le littoral Algérien de façon discontinue et sont visibles d'ouest en est dans les massifs côtiers de Ténès, du Chenoua et d'Alger dans l'Algérois, de la grande Kabylie et la petite Kabylie (**Fig. I.32**).

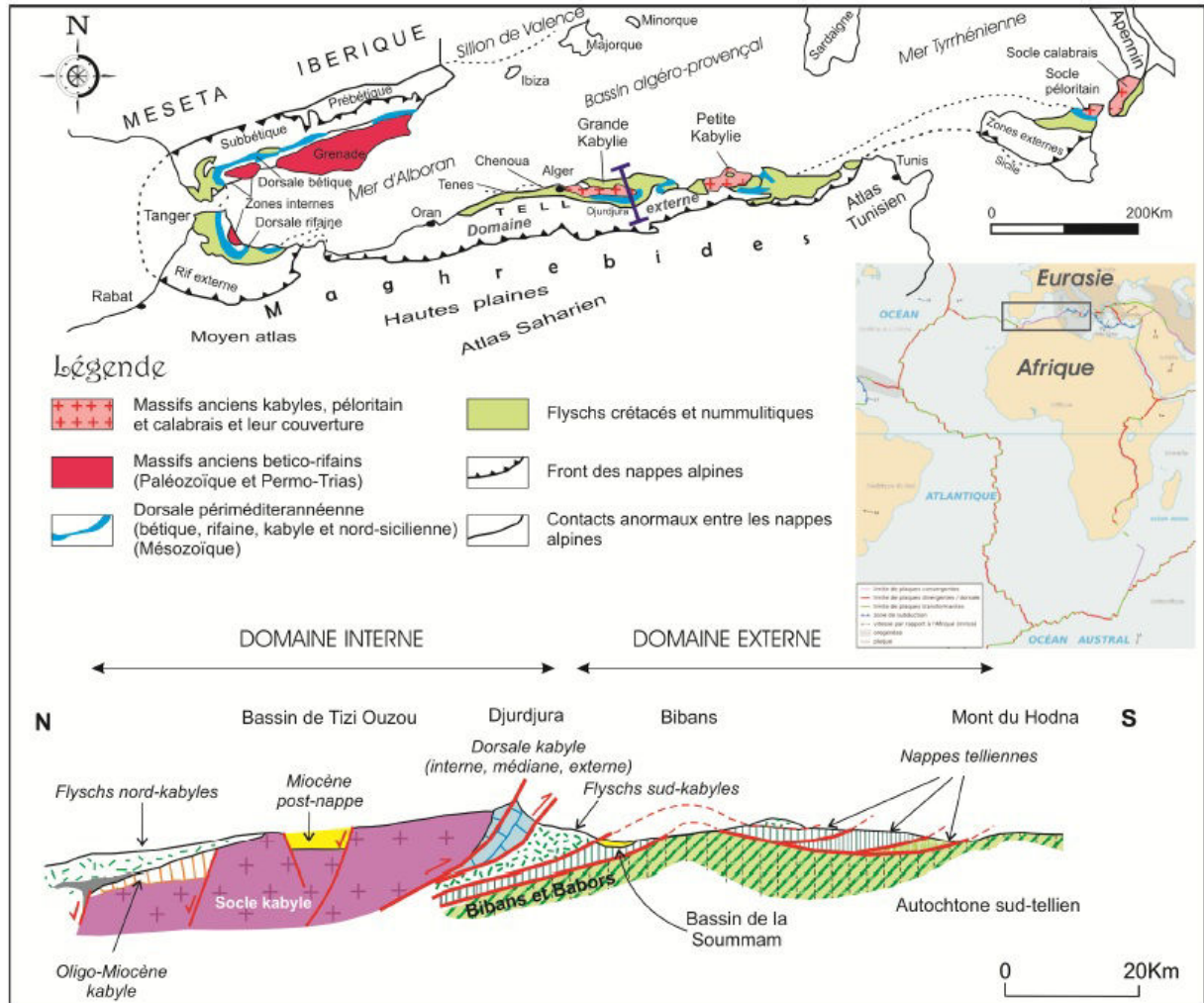
Le socle kabyle est principalement formé de gneiss du paléozoïque daté de 480 Ma à 300 Ma (datation Rb-Sr par J. Sonet, dans **Durand-Delga (1969)**, en rose sur la **Fig. I.32**). En Méditerranée occidentale, ils ont pour analogues les Alpujarrides dans les Cordillères Bétiques et les Sebides dans le Rif marocain (**Fig. I.32, Kharoubi, 2011**).

Au sud du socle kabyle, les séries de la dorsale Kabyle (où Chaîne calcaire), correspondent à la couverture sédimentaire Mésozoïque déposée sur la marge méridionale européenne (en bleu sur la **Fig. I.32**). Ces séries sont composées de schistes primaires, de grès permians, de dolomies du Trias au Lias inférieur, de calcaires du Lias et de l'Eocène, et de détritique du nummulitique supérieur (**Durand-Delga, 1969**).

Dans la partie centrale du nord-algérien, en Grande Kabylie, le socle est par endroit recouvert en discordance par une unité sédimentaire détritique appelée OMK (Oligo Miocène Kabyle, **Géry et al., 1981**) (voir coupe, **Fig. I.32**). De sa base vers son sommet, les faciès varient de conglomérats et de grès d'âge Oligocène supérieur à marbre de sable et de calcaire d'âge Burdigalien (**Géry et al., 1981**), datées à  $19 \pm 1$  Ma (**Rivière et al., 1977**). L'OMK est recouvert par un olistostrome appelé « olistostrome Kabyle », qui est un dépôt sédimentaire tectonique (**Wildi, 1983**). Une telle formation a également été observée en petite Kabylie, avec un faciès lithologique constitué de grès micacés avec intercalations de conglomérats dans sa partie basale (**Vila, 1980**). A l'est, de nombreux olistostromes ont par ailleurs été décrits, associés aux unités de flysch, avec des âges allant de l'Oligocène supérieur à l'Aquitainien inférieur (**Raoult, 1975 ; Vila, 1980**).

## Les zones externes

Les zones externes sont représentées par les unités telliennes parautochtones, formées d'unités sédimentaires mésozoïques et tertiaires (du trias à l'Eocène) d'affinité africaine (**Fig. I.32**). Elles sont constituées par un ensemble de nappes de charriages à vergence sud, formées de terrains sédimentaires marneux et calcaires.



**Figure I.32.** Configuration actuelle de la chaîne Maghrébides, incluant le Tell dans son tronçon Algérien, dont la structure est illustrée en section (d'après **Guemache, 2010**).

## Les flyschs

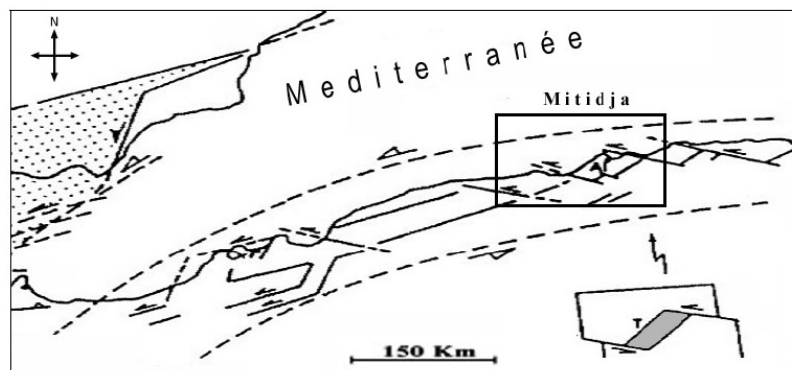
Ces séries affleurent en Algérie, au Maroc, en Sicile et en Espagne (**Fig. I.32**). D'âge Crétacé à Eocène (**Bouillin, 1986 ; Djellit, 1987 ; Guemache, 2010**), elles forment le seul témoin du paléo-océan téthysien, et sont essentiellement constituées de matériaux détritiques de granulométrie variée.

Le flysch, allochtone de part sa nature, est observé le long de la zone de suture, tel que le long de la bordure sud de la Dorsale Kabyle, ou en position plus distale sur l'avant-pays, comme

sur le Tell externe, charrié sur plus de 100 km. On le trouve également bien représenté rétro-charrié sur les zones internes, tels que le flysch nord-kabyle (**Durand-Delga, 1969**). Ses unités peuvent atteindre des dimensions très importantes (~20 km de long sur plus d'un kilomètre d'épaisseur) (**Hilly, 1962 ; Guemache, 2010**).

### Le Miocène post-nappes

Après la mise en place des nappes Kabyles, des unités post-nappes se sont déposées entre la fin Burdigalien et le Langhien au sein des bassins intra-montagneux (ex. bassin de Chélif, Mitidja, Soummam, Guelma) généralement étroits, allongés selon des directions WSW-ENE à E-W (**Meghraoui, 1996**). Ils se sont ouverts lors d'un épisode de distension qui a débuté vers le Langhien (**Thomas, 1985**), voir le Burdigalien supérieur-Langhien (**Perrodon, 1957 ; Guiraud, 1977**), ou même plus tardivement, au Tortonien supérieur, vers l'arrière-pays (**Maouche, 2010**). Les bassins situés entre la Soummam et le Chélif en passant par celui de la Mitidja, se seraient ouverts en pull-apart le long de failles WNW-ESE sénestres et NE-SW (**Fig. I.33**). Une discordance majeure dans la série sédimentaire des bassins intra-montagneux marque le passage des sédiments pré-nappes (intégrant les niveaux inférieurs du Miocène) aux sédiments post-nappes (**Maouche, 2010**).



**Figure I.33.** Modalité d'ouverture des bassins post-nappes entre le Miocène inférieur et moyen, selon **Thomas, 1985**, d'après **Guemache, 2010**.

### Les bassins Pliocènes

Une transgression brutale marque le passage au Pliocène, qui se manifeste par un changement lithologique vers des dépôts transgressifs et discordant (**Atif et al., 2008**). Peu de travaux ont été consacrés à la période Pliocène dans le nord de l'Algérie :

A l'ouest dans la zone de Chélif, le Pliocène commence par une impulsion marine, démarrant par un conglomérat polygénique riche en microfaune, dont une partie appartenant au Messinien est remaniée, auquel succèdent des marnes sableuses (**Guemache, 2010**).

Au centre dans l'Algérois, le Pliocène repose en discordance sur les formations antérieures, notamment celle du Miocène. Il est constitué de deux principaux ensembles : le Plaisancien à la base et l'Astien au sommet (**Saoudi, 1989**). Le Plaisancien, débute par une transgression marine vers le sud (**Guemache, 2010**). Il est constitué essentiellement de marnes bleues comme le montrent les terrasses marines sur le flanc nord du pli de sahel (**Maouche, 2010**). En plus de ces marnes, on note la présence des niveaux gréseux glauconieux localement (**Glangeaud et al., 1952**). Le Plaisancien présente une épaisseur globale de l'ordre de 1000 m dans le sahel. L'Astien présente une épaisseur ~200 m, et marque le recule de la mer pliocène synchrone d'un mouvement tectonique conduisant à un soulèvement du substratum entre les massifs du Chenoua et de Bouzaréah (**Guemache, 2010**). Il se traduit par une sédimentation en eau peu profonde principalement gréseuse et carbonatée.

A l'est dans la région d'Annaba, le Pliocène débute par le retrait de la mer et le soulèvement probable de l'arrière-pays Annabi. Ceci se traduit par un abaissement des niveaux de base locaux qui a certainement accentué la torrencialité des oueds tributaires de la Méditerranée, expliquant ainsi le remplissage du bassin d'Annaba (**Affoun, 2006**).

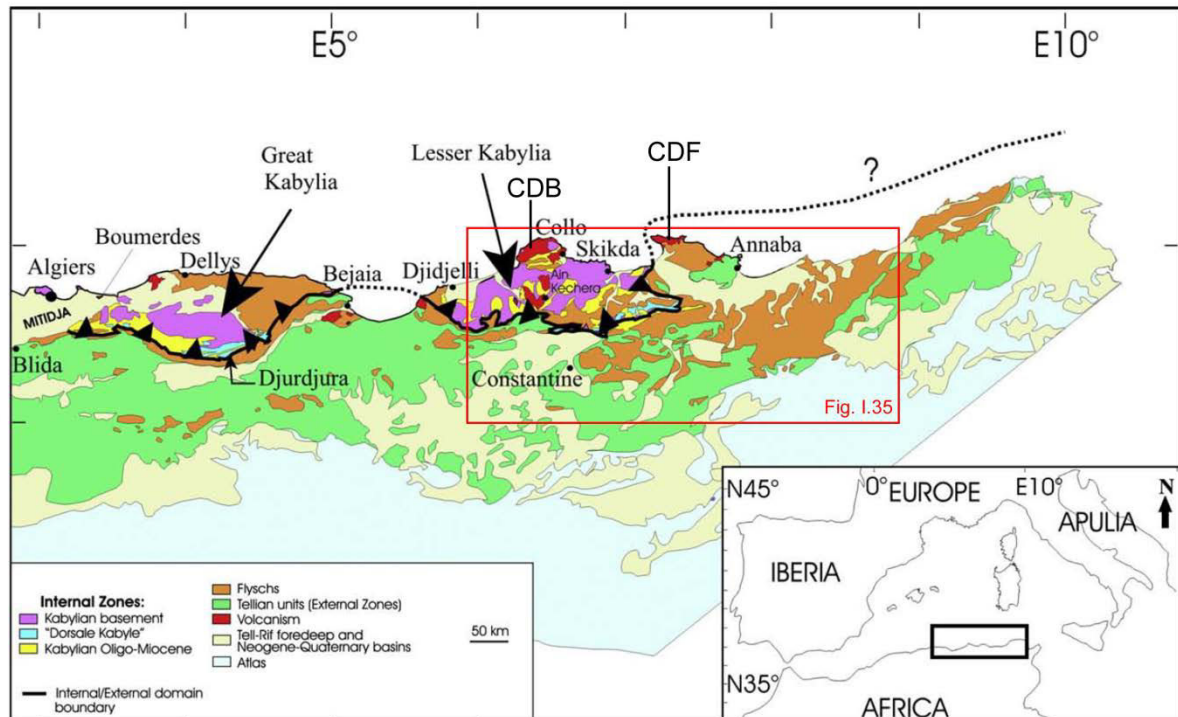
## **b. La région d'Annaba**

### **•• Les unités Telliennes**

Le nord-est de l'Algérie est caractérisé par la présence des différentes unités décrites précédemment, à savoir : les zones externes, les zones internes et le flysch.

Les zones internes sont ici représentées par le massif de la Petite Kabylie (**Fig. I.34**), qui présente des reliefs élevés (~1700 m) formés de roches métamorphiques de nature variable incluant des roches magmatiques et des péridotites ainsi que des sédiments datés du Paléozoïque et du Lias à Eocène (**Bouillin, 1986**).



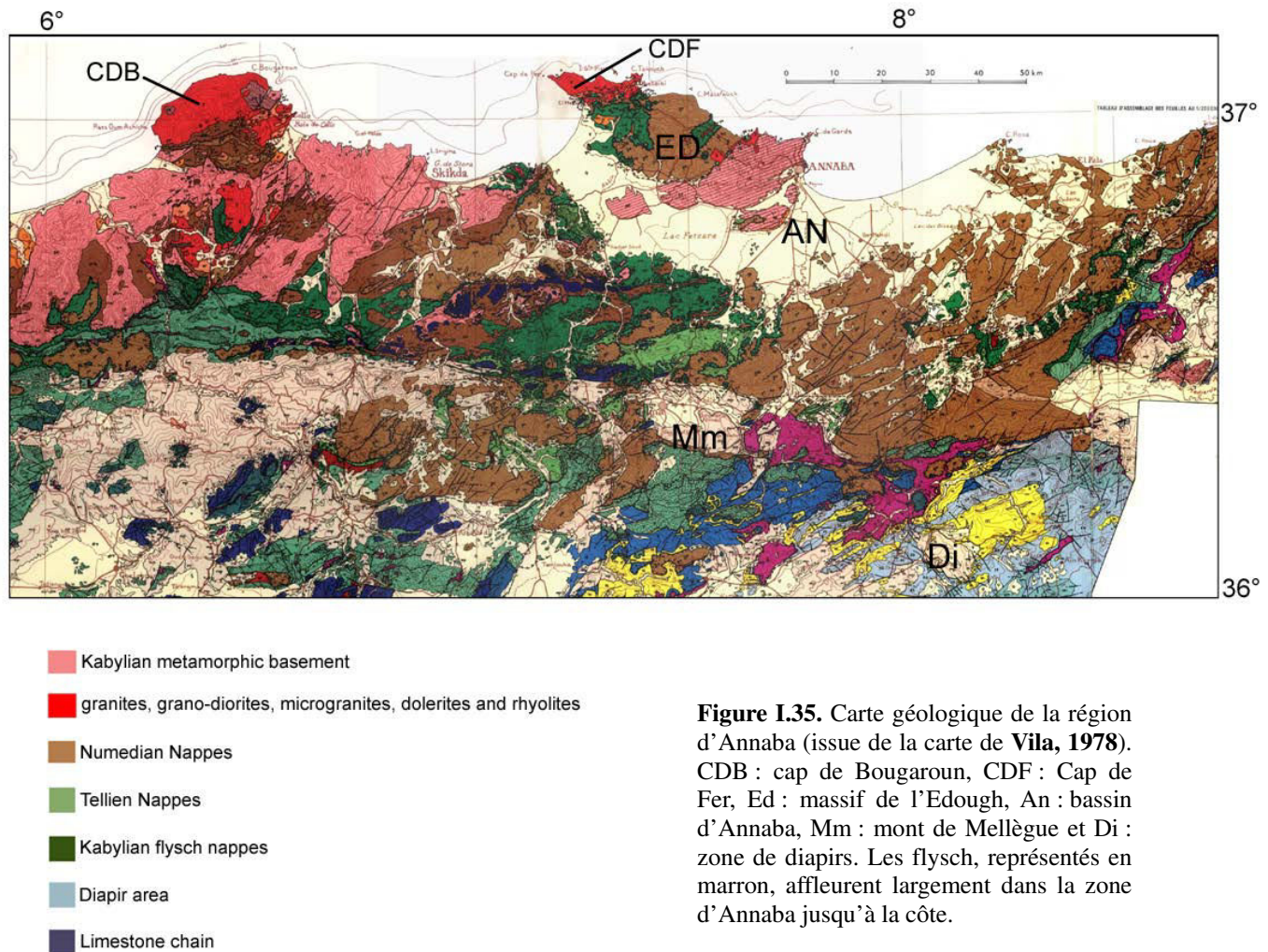


**Figure I.34.** Carte géologique du Nord-est de l'Algérie (Domzig et al., 2006, modifiée d'après Kherroubi et al., 2009). CDB : Cap de Bougaroun et CDF : Cap de Fer.

Immédiatement à l'est de la Petite Kabylie, le massif de l'Edough, situé à l'Ouest d'Annaba (Figs. I.34 et I.35) et culminant à ~1000 m d'altitude, correspond à un socle cristallophyllien composé de roches métamorphiques Néo-protérozoïques et Paléozoïques (Laouar et al., 2002), recouvertes localement par des roches éruptives et des flysch allochtones (Hilly, 1962). Sa position structurale par rapport à la zone de suture alpine est longtemps restée sujette à débat dans la communauté scientifique. Certains auteurs le considéraient en effet d'affinité africaine (Vila, 1980 ; Bouillin, 1986 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Caby et al., 2001) (Fig. I.34), la zone de suture et la dorsale kabyle n'étant pas observées dans ce secteur. Toutefois, des travaux récents l'associent aux zones internes (Laouar et al., 2002 ; Bruguier et al., 2009), en faisant ainsi le prolongement et la terminaison orientale de la Petite Kabylie. Aucun affleurement des zones internes n'est connu à l'est du massif de l'Edough, le socle européen ne réapparaissant qu'au niveau de l'île de la Galite, dans le Canal de Sardaigne (Fig. I.26, Tricart et al., 1994 ; Bouillin et al., 1998), où il montre des compositions semblables à celles des Kabyliques (Bouillin et al., 1998 ; Belayouni et al., 2010).

Au sud du massif de l'Edough, un large bassin formé par la couverture sédimentaire africaine allant du Mésozoïque à Cénozoïque est observé entre le Mont de Mellègue (Fig. I.35) et la flexure Saharienne située à la l'altitude ~34°N au sud de l'Edough. Cette zone est caractérisée

par un diapirisme triasique intense (Dubourdieu, 1956 ; Rouvier, 1977 ; Chikhi, 1980 ; Perthuisot et Rouvier, 1992).



**Figure I.35.** Carte géologique de la région d'Annaba (issue de la carte de Vila, 1978). CDB : cap de Bougaroun, CDF : Cap de Fer, Ed : massif de l'Edough, An : bassin d'Annaba, Mm : mont de Mellègue et Di : zone de diapirs. Les flysch, représentés en marron, affleurent largement dans la zone d'Annaba jusqu'à la côte.

Entre le massif de l'Edough et la zone de diapirs, le Bassin d'Annaba, néogène (structuré pendant le Langhien selon Boukrouh, 2006), s'étend sur une superficie de l'ordre de 1500 km<sup>2</sup>. Il est constitué de formations sédimentaires incluant des dépôts de matériaux argileux, sableux, caillouteux, limons, graviers et galets (Amirat, 2012).

Enfin, le flysch est largement représenté dans tout le secteur oriental de l'Algérie (Figs. I.34 et 35). On le trouve sur les zones externes où il forme de vastes affleurements, sur des épaisseurs d'au moins 1,5 km (Hilly, 1962). Topographiquement, Il forme des reliefs peu élevés, de l'ordre de 200-300m. Il se manifeste également en position rétro-charriée sur les zones internes au niveau de la Petite Kabylie et dans le massif de l'Edough (Fig. I.35).



Le flysch observé dans la région d'Annaba est d'âge Oligocène terminal-Miocène moyen (**Raoult, 1974 ; Vila, 1980**), Il est formé d'empilements d'écaillés dont la déformation et la stratigraphie sont très variables (**Vila, 1980**). Il est constitué de bas en haut :

- D'unités dites « sous-Numidiennes », d'âge Oligocène inférieur, formées de marnes argileuses rouge, vertes ou violacées,
- des grès Numidiens, constituant les reliefs de cette région, d'âge Miocène inférieur, formant des bancs gréseux,
- enfin d'une série d'argile et marnes, d'âge Burdigalien inférieur, formant la partie sommitale de la série numidienne.

Sur le terrain (**Fig. 1.36**), les unités du flysch correspondent à des écaillés dont la dimension est en général plurikilométrique, dont la structure et le faciès sont très variables d'un point à un autre. Alors que localement la nature du flysch est très homogène, il peut être au contraire montré un litage très bien défini avec des alternances de marnes et de grès. Par ailleurs, il montre parfois une géométrie tabulaire ou un simple pendage monoclinal alors qu'à d'autres endroits il est extrêmement déformé, soit par des plis et/ou des failles, soit parce qu'il représente un mélange hétérogène complètement déstructuré.

Entre les zones internes et externes, la zone de suture de la collision alpine n'est jamais directement observée sur le terrain, masquée par le flysch ou les terrains Plio-Quaternaires. Située au sud de la Petite Kabylie et de l'Edough, la zone de suture se prolonge probablement en mer au niveau de la Baie d'Annaba, pour passer dans le Canal de Sardaigne entre l'île de la Galite et la côte Tunisienne (**Fig. I.26**).

### ••• Le magmatisme

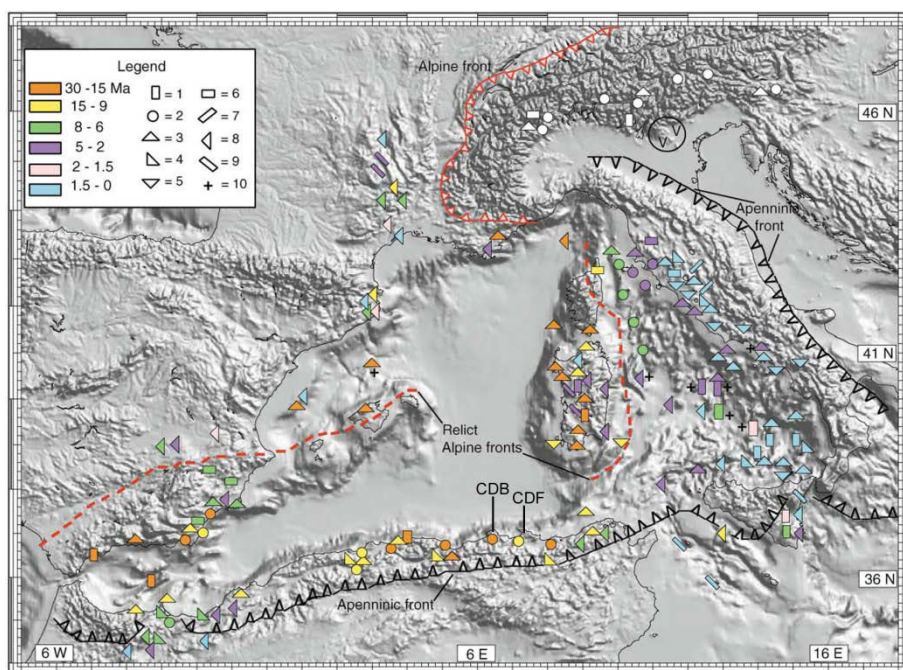
En nord de l'Algérie, le magmatisme est plus généralement distribué dans l'ouest et dans l'est du pays. L'activité magmatique paroxysmale en Algérie est datée entre 15 et 13 Ma, aussi bien pour les laves que pour les intrusions (**Belantour 2001**). Dans le détail, on observe une migration de l'âge du magmatisme, qui aurait débuté vers 16 Ma en Algérie centrale et orientale, pour atteindre la Tunisie et l'Oranie-Maroc vers 8-6 Ma, comme illustré sur la carte de répartition du magmatisme observé en périphérie de la Méditerranée occidentale réalisée par **Savelli et al. (2002)** (**Fig. I.37**). Cet épisode magmatique est en général attribué au détachement post-collisionnel du slab qui aurait été initié dans la partie centrale de l'Algérie pour migrer ensuite latéralement vers l'ouest et vers l'est (**Maury et al. 2000**) et serait

précédé d'un épisode de soulèvement du domaine collisionnel, portant à l'affleurement des niveaux profonds de la croûte par le jeu de grands détachements (Caby et al., 2001).



**Figure I.36.** Quelques illustrations montrant la variabilité de la nature du flysch et de sa déformation le long de la route nationale entre Annaba et Guelma. En haut les deux figures présentent le flysch Penthièvre en relation avec la ville Penthièvre (actuellement Ain Berda). Les photos du centre montrent le flysch à bandes siliceuses qui alternent avec des argiles, dans des séquences peu déformées. En bas, on observe à gauche une zone de flysch déstructuré incluant des blocs hétérogènes et à droite un pli aux flancs très redressés.

Le nord-est de l'Algérie, dans sa partie terrestre, est caractérisé par la présence d'un magmatisme relativement abondant, dont les affleurements sont visibles sur la carte géologique de **Villa (1978)**. Ils montrent les âges décrits ci-dessus, mais également des âges plus anciens. On peut citer : les édifices de Cap de Bougaroun (~22 Ma), Beni Toufout (Collo) (~16 Ma) et Cap de Fer (15 Ma) (**Belantour, 2001 ; Guemache, 2010**) (**Fig. I.34 et I.35**). Les récents travaux conduits par F. Abbassene dans le cadre du projet SPIRAL (thèse en cours) amènent à préciser certains de ces âges : ainsi on observerait deux phases magmatiques post-Langhiennes au niveau du massif de l'Edough, entre Chétaïbi et Cap de fer (**Fig. I.35**) : la première, datée à 14 Ma, serait responsable de la mise en place des sills et appareils dioritiques de Chétaïbi, de Sidi Bou Douèche ainsi que de filons acides recoupant les sédiments miocènes du secteur de Bou Fernana et un deuxième événement paroxysmal vers 13 Ma, correspondrait à la mise en place du microgranite d'Aïne Djemet (Cap de Fer) et coulée andésitique du sud-ouest de Bou Fernana (**Abbassene et al., 2013**). Un rajeunissement est par ailleurs proposé pour les roches mafiques affleurant entre Collo-Bougaroun (**Fig. I.34**), à  $16.45 \pm 0.52$  Ma (**Abbassene et al., 2014**). Ici, l'âge des roches granitiques est compris entre  $20.85 \pm 0.51$  et  $17.88 \pm 0.5$  Ma et les roches microgranitiques entre  $14.17 \pm 0.35$  à  $13.59 \pm 0.33$  Ma (**Abbassene et al., 2014**). On enregistrerait donc dans l'est Algérien à la fois un magmatisme pré-collisionnel, datant du fonctionnement de la subduction, et un magmatisme post-collisionnel, attribué au détachement du slab.



**Figure I.37.** Distribution des différentes phases du magmatisme le long de la Méditerranée occidentale (d'après **Savelli et al., 2002**). Les couleurs indiquent les années et les formes géométriques indiquent le type du magmatisme (le long de la marge Algérienne par exemple ; cercle : plutonique, triangle : volcanique). CDB : Cap de Bougaroun (localisé dans la région de Collo) et CDF : Cap de fer (situé dans la région d'Annaba).



## 2.2.2. Géologie du domaine marin

### a. Morphologie de la marge Algérienne

Les premiers levés bathymétriques des années 50 offrent une première image générale de la morphologie de la marge algérienne (**Rosfelder, 1955**). Ils montrent la présence d'un bassin profond, à une profondeur moyenne de 2700 m, percée par de nombreux diapirs ou rides de sel d'altitude peu élevée. Le bassin est bordé au sud par une pente forte relativement rectiligne de direction E-W, et parfois NE-SW, et incisée par de nombreux canyons.

Récemment, les deux campagnes marines Maradja1 (2003) et Maradja2/Samra (2005) ont permis de préciser les principaux traits morphologiques de la marge algérienne.

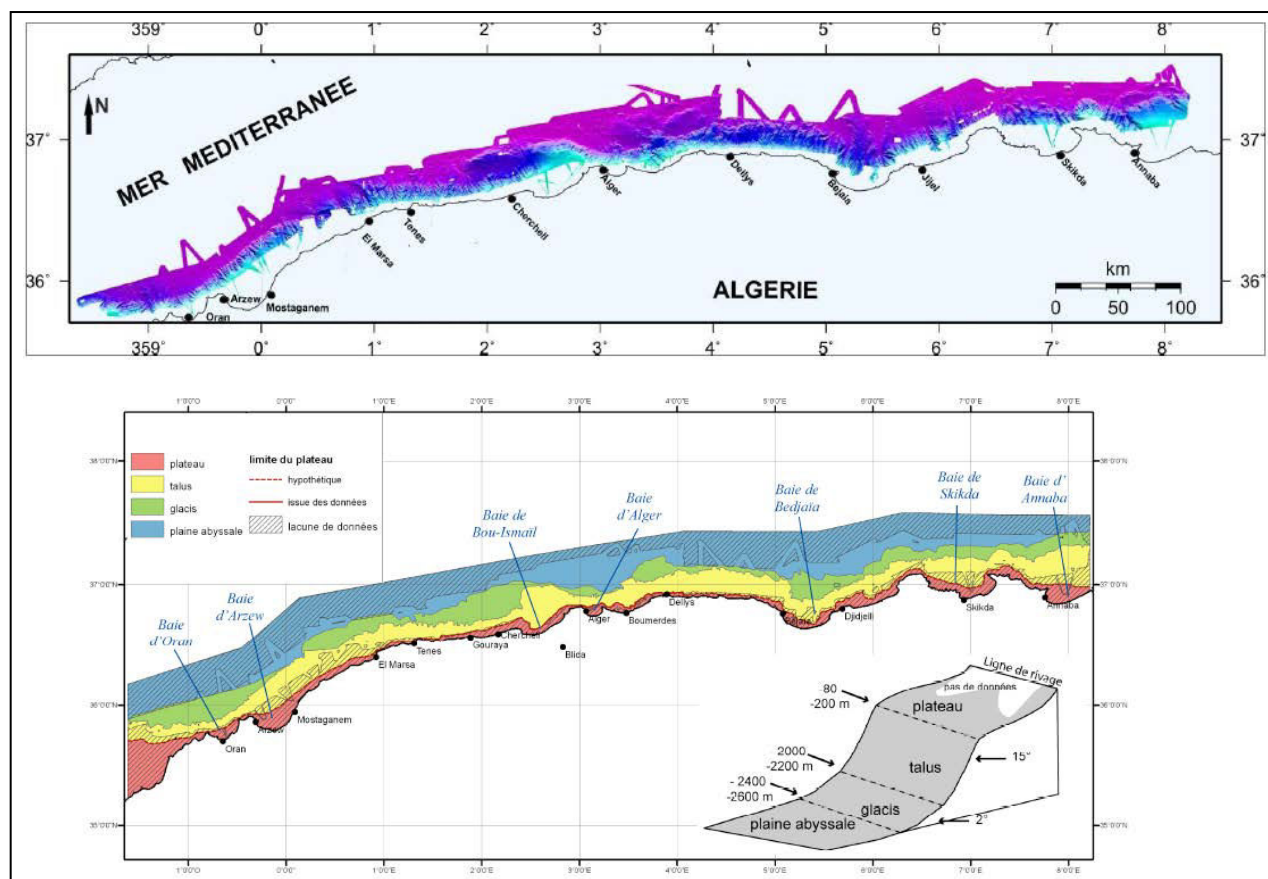
De la côte vers le large, cette marge peut être décomposée en différents domaines séparés par des ruptures de pente (**Fig. I.39**). On distingue ainsi du continent vers le bassin le plateau continental, le talus continental, le glacis et enfin la plaine abyssale (**Fig. I.39**).

**Le plateau continental** (ou plateforme continentale) s'étend du trait de côte jusqu'à une rupture de pente qui le sépare du talus continental. En prenant pour limite du plateau continental l'isobathe 200 m, on constate des variations morphologiques assez importantes : le plateau est réduit (<10 km) en face des massifs élevés qui jalonnent la côte, et s'élargi en face des bassins, où il peut atteindre une largeur moyenne de l'ordre de 10-15 km dans les zones de Skikda, Bejaïa et à l'Ouest d'Alger, et de 25km dans les zones d'Annaba et de l'Ouest d'Oran.

**Le talus continental** (pente continentale), qui relie le bord du plateau continental au bassin profond (**Fig. I.39**), présente une forte pente dépassant souvent les 10° et pouvant atteindre localement 20° (**Domzig, 2006 ; Cattaneo et al., 2009**). Sa largeur varie entre 8 et 20 km, sauf dans le secteur d'Annaba où elle peut atteindre 35 km (**Kherroubi, 2011**). Cet important escarpement est caractérisé par de nombreux canyons qui drainent les sédiments détritiques de l'arrière-pays vers la plaine abyssale.

**Le glacis** assure la jonction entre talus continental et la plaine abyssale par une pente plus douce (d'environ 2-3°). D'une profondeur allant de 2400 m à 2600 m, il constitue le lieu de transit et d'accumulation des sédiments et s'étend sur des distances variant de 0 à 30 km du pied de pente (**Fig. I.39**).

**La plaine abyssale** correspond au vaste domaine, relativement plat, qui relie les différentes marges continentales bordant un bassin (**Fig. I.39**). La profondeur du bassin atteint un maximum de 2800 m dans la partie abyssale du bassin Algérien. Cette plaine est située à une distance moyenne à la côte de l'ordre de 50 km.



**Figure I.39.** En haut: Carte bathymétrique 3D de la marge algérienne d'après les deux campagnes marines Maradja1 (2003) et Maradja2/Samra(2005). En bas: Carte de délimitation des éléments morphologiques (plateau continental, talus continental, glacis et plaine abyssale) et configuration schématisée des domaines physiographiques de la marge algérienne (modifiée d'après Nougues et al., 2006).

## b. Stratigraphie de la marge Algérienne et du bassin est-algérien

La stratigraphie du bassin Algérien et de sa marge sud est donnée par les nombreux profils sismiques disponibles depuis quelques décennies dans ce secteur de la Méditerranée. Dans le bassin profond, il s'agit essentiellement de profils anciens régionaux (sismique réflexion des campagnes Géomède III 1970, Polymède I et II en 1970 et 1972, et de données sismiques pétrolières Total et Sonatrach). Sur la marge, les profils beaucoup plus récents des campagnes Maradja donnent une image haute-résolution (résolution allant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) jusqu'à une profondeur de 2-3 km sous le fond et avec une grande densité de profils sur toute la longueur de la marge.

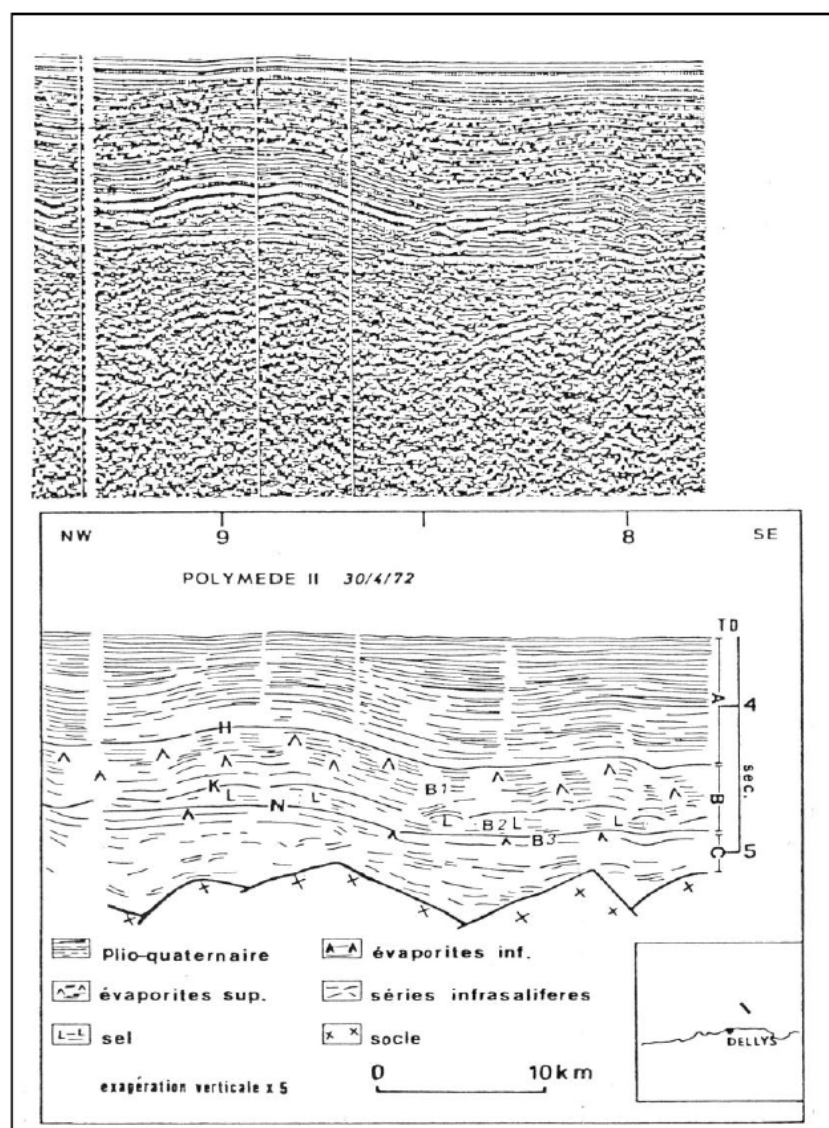
Dans le bassin profond, les profils sismiques montrent que le toit du socle est situé à environ 6 seconds temps doubles de profondeur et présente un faciès sismique diffractant. Il est surmonté des sédiments déposés dans le bassin depuis sa formation, pour lesquels la stratigraphie s'appuie, pour l'ensemble des études anciennes et récentes, sur la présence d'un marqueur sismique remarquable à l'échelle du bassin Méditerranéen lié à l'événement

Messinien. Cet événement, connu sous le nom de « Crise de salinité Messinienne », correspond à un très fort abaissement du niveau marin dans toute la Méditerranée (**Hsü et al., 1973 ; Hsü et Cita, 1978 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; CIESM, 2008 ; Ryan, 2009**). D'origine tectonique, il est lié à la fermeture progressive des connexions avec l'Atlantique, privant la Méditerranée de ses principaux apports en eau. Cet abaissement drastique du plan d'eau, par ailleurs bien daté entre 5.96 et 5.32 Ma (**Gautier et al., 1994 ; Krijgsman et al., 1999**), a bouleversé la sédimentation du bassin et de ses marges à la fin du Miocène durant un court laps de temps d'environ 600 000 ans. Alors que les bordures du bassin étaient soumises à l'érosion (**Chomakov, 1973 ; Clauzon, 1973 ; Bache et al., 2009**), d'importantes épaisseurs d'évaporites se déposaient dans le bassin profond (**Montadert et al., 1970 ; Hsü et al., 1973**). Il en résulte sur les profils sismiques des unités et surfaces caractéristiques qui contrastent avec les unités sédimentaires antérieures et postérieures déposées dans du bassin. Une compilation récentes de données sismiques, réalisée à l'échelle de toute la Méditerranée (**Lofi et al., 2011a et 2011b**), a permis d'établir une nomenclature remplaçant les dénominations très variées en vigueur jusqu'alors. C'est cette nomenclature qui sera utilisée dans la suite du manuscrit.

Sous la marge, l'événement Messinien est caractérisée par une surface appelée « surface d'érosion Messinienne » (MES). Elle est facilement repérable sur les lignes sismique-réflexion par un puissant réflecteur soulignant une discordance entre les unités pré- et post-Messinienne. Cette surface témoigne de l'érosion intense des marges durant la Crise de Salinité Messinienne (**Lofi et al., 2011a**).

Dans le bassin, l'événement Messinien se traduit par la présence de trois unités. La plus remarquable d'entre elles correspond au sel massif (halite) mobile (MU pour Mobile Unit), dont la déformation ductile contraste avec la déformation cassante des séries sus- et sous-jacentes. Elle est généralement observée vers 4.4 std et est définie par un faciès sismique transparent et déformée par des plis et diapirs perturbant les séries sus-jacentes parfois jusqu'au fond marin (**Figs. I.40 et I.41**). Elle est surmontée d'une unité dite supérieure (UU pour Upper Unit), présentant des épaisseurs allant de 0 à 0.4 std, caractérisée par un faciès sismique bien lité, représentée par des réflecteurs continus de fortes amplitudes (**Figs. I.40 et I.41**). Des forages profonds DSDP (Deep Sea Drilling Project) montrent que dans le bassin profond, elle correspond à des alternances d'évaporites et de marnes (**Hsü et al., 1973 ; Ryan and Hsü, 1973**). Enfin, sous l'unité mobile MU, l'unité la plus profonde (LU pour Lower Unit) est caractérisée par des réflecteurs lités de fortes amplitudes et de bases fréquences. Cette unité n'est pas visible sur tous les types de données sismiques, et n'est pas observée

dans l'ensemble du bassin. Définie dans le Golfe du Lion (**Montadert et al., 1970 ; Lofi et al., 2005**), elle est également identifiée par endroits au large de l'Algérie (**Capron et al., 2011 ; Arab et al., 2014 ; Medaouri et al., 2014**). A la transition marge-bassin une unité supplémentaire CU a été par ailleurs décrite sur les données hautes résolution entre Tipaza et Déllys (**Domzig, 2006 ; Capron et al., 2011**) et sur les données SPIRAL au large de la Kabylie (**Aidi et al., 2013 ; Beslier et al., 2013**). Cette unité, qui peut atteindre des épaisseurs de plusieurs centaines de millisecondes, est interprétée comme l'accumulation en pied de pente des produits détritiques produits par l'érosion Messinienne (**Capron et al., 2011**), en accord avec les interprétations effectuées sur d'autres secteurs du pourtour Méditerranéen (**Lofi et al., 2011a**).



**Figure I.40.** Profil sismique (haut) et interprétation (bas) montrant le remplissage sédimentaire du bassin profond Algérien (campagne Polymède II, **El Robrini, 1986**) (A) : Plio-quaternaire, (B1) : évaporites supérieures (équivalent de UU dans la nomenclature de Lofi et al., 2011a), (B2) : sel mobile (équivalent de MU dans la nomenclature de Lofi et al., 2011a), (B3) : évaporites inférieures (équivalent de LU dans la nomenclature de Lofi et al., 2011a), (C) : Séries infra-salifères.

Ainsi, le marqueur Messinien, bien daté et très facilement reconnaissable aussi bien sur la marge que dans le bassin, offre un repère chrono-stratigraphique précieux dans la série sédimentaire. Ceci est vrai pour l'ensemble des profils sismiques, qu'ils soient anciens ou récents, de haute-résolution ou de grande pénétration (notez la présence des unités Messiniennes sur les figures **I.40** et **I.41**, de caractéristiques très différentes). La crise Messinienne ne couvre pas l'ensemble de l'étage Messinien à la fin du Miocène. Toutefois, par commodité de langage, nous parlerons, pour la description des profils, des unités Messiniennes, pré- et post-Messiniennes.

#### Les unités Pré-Messiniennes

Dans le bassin, le niveau pré-Messinien apparaît sous forme d'un faciès en général bien lité, présentant des vitesses VP allant de ~3.5 à 5.5 km/s (**Leprêtre et al., 2013 ; Aidi et al., 2013 ; Mihoubi et al., 2014 ; Bouyahiaoui et al., 2014**). Il s'agit de niveaux sédimentaires allant de l'oligocène supérieur ou Aquitanien au Messinien pré-crise (**Arab et al., 2014 ; Medaouri et al., 2014**), dont l'épaisseur varie au nord de la marge Algérienne de ~1 std (**Auzende, 1978**) à 1.8 std (**Mauffret et al., 2004**).

Sous la marge, ces unités ne sont que très rarement visibles à cause du manque de pénétration du signal sismique et de la présence des multiples (e.g. **Mauffret, 2007 ; Kherroubi et al., 2009**).

#### Les unités post-Messiniennes

Au-dessus des unités Messiniennes, l'unité post-Messinienne est représentée par le Plio-Quaternaire. Elle apparaît sous forme d'un ensemble de réflecteurs d'amplitude moyenne à faible, haute-fréquence, relativement parallèles et continus, présentant des vitesses de l'ordre de 2 km/s en moyenne (**Leprêtre et al., 2013 ; Aidi et al., 2013 ; Mihoubi et al., 2014**).

Sous la marge, l'unité post-Messinienne repose en concordance ou en onlaps sur la surface Messinienne, et présente des épaisseurs plus importantes au niveau du plateau continental (où elle peut atteindre 1.1 std) qu'au niveau de la pente (~0.2 std ou moins). Dans le bassin, elle présente une épaisseur plus importante et relativement constante de l'ordre de 1.8 std (e.g. **Mauffret et al., 2004**).

Dans le bassin profond, le Plio-Quaternaire présente en général un épaissement régulier (avec certaines variations locales) en allant du bassin profond vers le pied de marge. Cette observation a été interprétée comme le résultat d'une flexure de la lithosphère liée à la





### c. Structure profonde de la marge Algérienne et du bassin adjacent

Jusqu'au projet SPIRAL, la structure profonde de la marge Algérienne et du bassin adjacent est restée mal connue, en raison de données peu nombreuses.

Faute de données adaptées, la nature même de la croûte du bassin profond restait sujette à débat. Alors que certains auteurs la considéraient de nature continentale (**Roure et al., 2012**), sa nature océanique était en général admise sur des arguments apportés par des données de sismique grand-angle anciennes (vitesse 6.7-6.9 km/s) (**Hinz, 1973**), par les anomalies magnétiques organisées pour la bassin est-algérien (**Schettino et Turco, 2006**), ou encore par les modèles géodynamiques qui l'assimilent à un bassin marginal au même titre que les autres sous-bassins de la Méditerranée occidentale (**Gelabert et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Jolivet et al., 2003**). Les premiers résultats SPIRAL au large de l'Algérie (**Leprêtre et al., 2013 ; Aidi et al., 2013 ; Mihoubi et al., 2014 ; Badji et al., 2015**) ont récemment confirmé cette interprétation pour le bassin Algérien à l'ouest du secteur d'étude.

Le bassin Algérien est bordé à l'ouest comme à l'est de domaines constitués de croûte continentale amincie, à l'ouest en mer d'Alboran (**Auzende, 1978 ; Comas et al., 1999 ; Medaouri et al., 2014**), et à l'Est dans le Canal de Sardaigne (**Peirce et Barton, 1992 ; Mascle et al., 2004**).

A grande échelle, la cartographie du Moho réalisée à partir de données sismiques et/ou gravimétriques estiment la profondeur du Moho à ~25 km sous la marge Algérienne et de l'ordre de 15 km dans le bassin adjacent (**Nocquet, 2002 ; Grad et al., 2009**).

## 2.3. Contexte cinématique actuel et déformation active

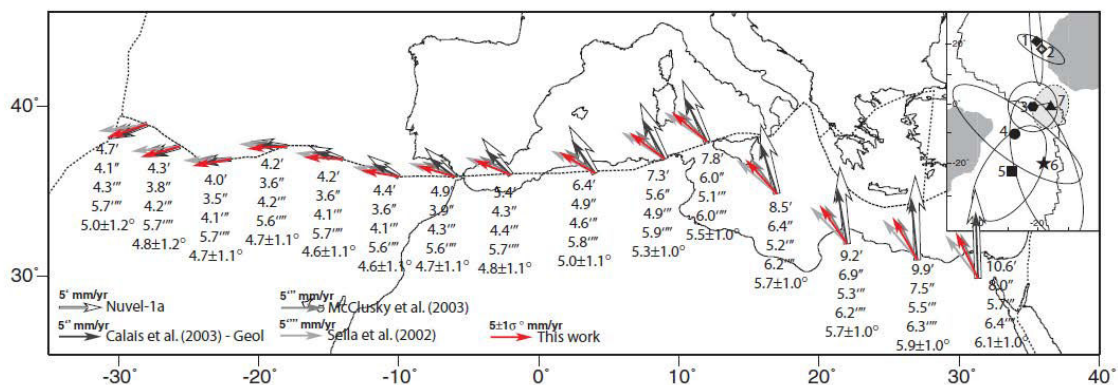
### 2.3.1. Contexte cinématique actuel

Plusieurs travaux en géodésie ont permis d'estimer la vitesse de convergence de l'Afrique par rapport à l'Eurasie. Cette vitesse de convergence est calculée à partir de différentes mesures GPS réalisées (**Nocquet et Calais, 2004 ; Serpelloni et al., 2007**) mais aussi par des modèles géologiques et géophysiques (ex: *Nuvel-1* (**Argus and Gordon, 1991**) ; *Nuvel-1A* (**De Mets et al., 1994**)).

La **figure I.42** présente les résultats des mesures GPS effectuées entre 1991-2005 (**Sella et al., 2000 ; Mc Clusky et al., 2003 ; Serpelloni et al., 2007**). Ces travaux montrent des vecteurs de déplacements selon une direction de rapprochement NW-SE à NNW-SSE, avec des vitesses de convergence qui diminuent d'Est en Ouest le long de la marge algérienne. Ainsi, un déplacement relatif de ~5.3 mm/an est mesuré dans l'Atlas Tellien au niveau d'Annaba, à

7°30'E. Cette valeur décroît progressivement vers l'ouest à ~5mm/an au niveau d'Alger située à longitude 3° E, ~4.8 mm/an au niveau d'Oran située à longitude 1° W, et ~4.7 mm/an à Gibraltar (**Fig. I.42, Serpelloni et al., 2007**).

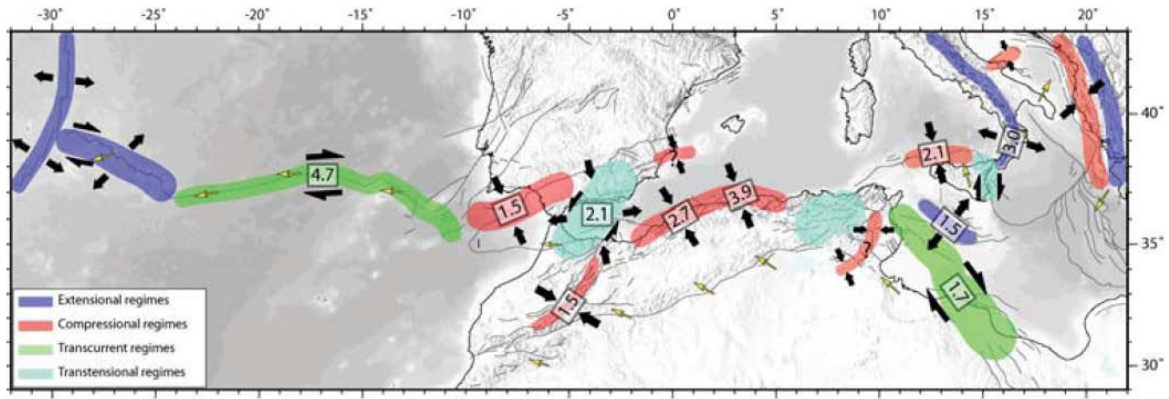
Au niveau de la frontière de plaque, la comparaison entre les différents modèles basés sur la géologie et la géophysique comme le modèle Nuvel-1 et des mesures GPS indique une relative cohérence dans la direction de convergence mais présente un écart de 10° à 30° de rotation antihoraire (**Fig. I.42, Serpelloni et al., 2007**). D'après les travaux récents intégrant de nouvelles données GPS, la position du pôle de rotation de la plaque Africaine par rapport à l'Eurasie est situé à 49.35° N latitude et 80.70° W longitude, et suggèrent des vitesses de rotation de l'ordre de 0.265 degré/Ma (**Saria et al., 2013 ; Bougrine et al., 2013**) voir 0.268 degré/Ma (**Marques et al., 2013**).



**Figure I.42.** Synthèse des vitesses de convergence Afrique/Eurasie le long de la limite de plaques issues d'une compilation de modèles (d'après **Serpelloni et al., 2007**). Modèles utilisés : Nuvel 1-A (DeMets et al., 1994), Mc Clusky et al. (2003), Sella et al. (2002), Calais et al. (2003) et Serpelloni et al. (2007). En encart : positions des pôles de rotation et les ellipses de confiance à 95%. (1) Nuvel-1A (deMets et al., 1994) ; modèle géologique (2) Calais et al. (2003) ; (3) Mc Clusky et al (2003) ; (4) modèle géodésique Calais et al. (2003) ; (5) d'Agostino et Sevaggi (2004) ; (6) REVEL (Sella et al., 2002) ; (7) Serpelloni et al., 2007.

**Serpelloni et al. (2007)** associent sur une même carte les régimes tectonique et cinématique à la frontière de plaques (**Fig. I.43**). Cette figure montre les principales zones de déformation et leurs régimes tectoniques respectifs, qui accommodent actuellement la convergence et soulignent la limite des plaques Afrique et Eurasie. Cette carte montre un raccourcissement à terre de l'ordre de 3.9 mm/an au centre de l'Algérie et 2.7 mm/an à l'ouest de l'Algérie. Cette dernière valeur est cohérente avec celles déduites des études paléo-sismologiques effectuées dans le bassin de Chélif (2.2 mm/an **Meghraoui et Doumaz (1996)**) et sur la base d'une étude de la somme des moments sismique issus des mécanisme au foyer dans la région occidentale du Tell (Oran et Chélif) qui proposent une valeur de 2.5 mm/an (**Buforn et al., 2004**). Aucune valeur n'est proposée pour l'est-algérien, peut-être à cause de l'absence de trace de déformation permettant de l'estimer.



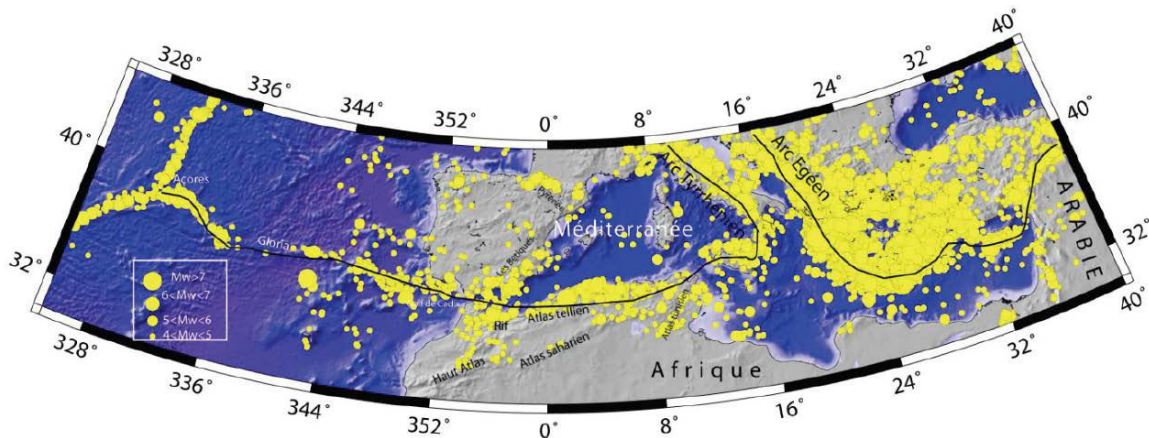


**Figure I.43.** Segments définis à limite de plaque Afrique-Eurasie en fonction de leurs principaux régimes tectonique et cinématique. Les vitesses convergences sont données en mm/an (d'après Serpelloni et al., 2007).

### 2.3.2. Sismicité

#### a. Sismicité de la Méditerranée occidentale

La convergence entre Afrique et Eurasie, responsable de l'activité tectonique récente et actuelle en Méditerranée, se traduit par une activité sismique actuelle modérée à forte, qui s'aligne sur une bande étroite est-ouest de ~200 km de large soulignant la limite de plaques Afrique-Eurasie en s'étendant de l'Atlantique à la Méditerranée Orientale (**Fig. I.44**).



**Figure I.44.** Sismicité superficielle et moyenne ( $h < 150\text{km}$ ,  $M > 4$  ; source NEIC) de l'Atlantique central jusqu'en méditerranée orientale de 1973 à 2008 (d'après Bel Abbas, 2008).

Le long de cette frontière, le nord de l'Algérie apparaît comme l'une des zones les plus actives sismiquement de la Méditerranée occidentale. A l'Ouest, au niveau de la région d'Alboran (entre les longitudes  $0^\circ$  et  $352^\circ$ ), la sismicité se répartit entre l'Algérie-Maroc et le sud de l'Espagne, regroupant des séismes d'intensités faibles à modérées (entre 4 et 5). Dans la partie centrale de l'Algérie, la sismicité se concentre non loin du littoral, alors que dans l'Est du pays et en Tunisie, elle est plus diffuse, caractérisée par des séismes de plus faible

magnitude. Plus à l'Est, l'activité sismique redevient très intense au niveau de la Sicile (à ~16° longitude).

La distribution de la sismicité montre ainsi que l'essentiel du raccourcissement lié au rapprochement Afrique-Europe en Méditerranée occidentale est accommodé le long de la bordure nord du continent africain et plus particulièrement au nord de l'Algérie (**Fig. I.44**).

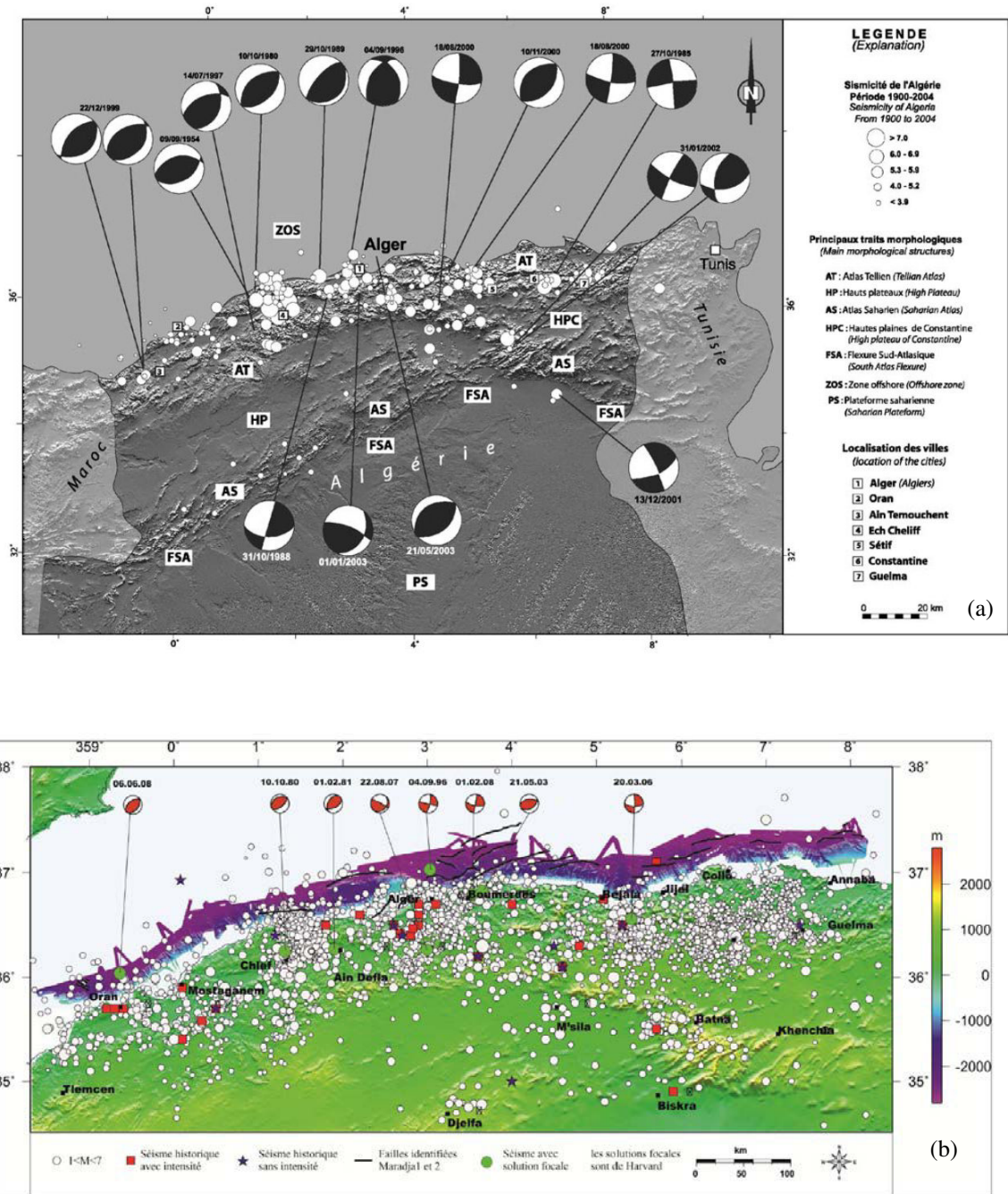
### **b. Sismicité du nord de l'Algérie**

Les nombreux travaux qui se sont intéressés à l'historique de la sismicité ont permis la réalisation de plusieurs catalogues, (**Rothé, 1955 ; Roussel, 1973 ; Benhallou, 1985 ; Mokrane et al. 1994 ; Benouar, 1993 ; Boudiaf, 1996 ; Harbi, 2006 ; Kherroubi, 2011**). Ces catalogues montrent que la sismicité est concentrée dans la région nord du pays, le long d'une bande comprise entre la région littorale et la région de la flexure sud-atlasique, et des frontières marocaines jusqu'aux frontières tunisiennes.

Géographiquement l'activité sismique en Algérie peut être répartie sur trois zones de façons latitudinale, du sud en nord :

- Une activité sismique est actuellement faible à quasi absente dans les régions des hauts plateaux et la région de l'Atlas Saharien, (**Fig. I.45a**),
- le long du Tell, l'activité sismique s'exprime surtout le long des bordures des bassins néogènes qui longent la côte et qui se ferment progressivement, alors que se poursuit l'édification de la chaîne tellienne (**Fig. I.45a et 45b, Yelles-Chaouche et al., 2006**),
- l'activité sismique est assez présente en mer, essentiellement sous la marge, où des travaux récents ont permis de cartographier des structures actives le long de la marge algérienne (**Domzig, 2006 ; Yelles et al., 2009 ; Kherroubi et al., 2011**).

La sismicité du nord de l'Algérie se manifeste par des séismes de magnitude faible à modérée ( $M < 5$ ), qui peuvent être occasionnellement plus forts et destructeurs, à l'image de ceux d'El Asnam (Anciennement Orléans-ville, aujourd'hui Chélif, le 10/10/1980,  $M_s = 7.2$  **Ouyed et al., 1981**,  $M_s = 7.3$  **Philip et Meghraoui, 1983**) de Boumerdès (21/05/2003,  $M_w = 6.8$  **Ayadi et al., 2003 ; Yelles et al., 2004 ; Meghraoui et al., 2004**). Outre ces secousses enregistrées de façon instrumentale, de nombreux documents historiques ont révélé l'existence d'anciens séismes (**Harbi et al., 2004 ; Harbi, 2006 ; Sebaï et Bernarf, 2008**), devenus historiques en raison de leur forte intensité et de leurs effets destructeurs (Alger 1365 et 1716, Blida 1825 et 1867, Jijel 1856) (**Fig. I.45b**).



**Figure I.45.** Sismicité de l'Algérie. (a) Sismicité et mécanisme au foyer du Nord de l'Algérie (période 1900-2004 d'après Yelles-Chaouche et al., 2006). AT : Atlas tellien, HP : haut plateaux, AS : Atlas Saharien, HPC : hautes plaines de Constantine, FSA : flexure sud Atlasique, ZOS : zone offshore et PS : plateforme saharienne. (b) Sismicité globale de l'Algérie tirée du catalogue du CRAAG pour la période allant de 419 à Avril 2011 et principales failles actives Offshore identifiées (Maradja1 et Maradja2). La taille des cercles varie en fonction de la magnitude (d'après Kherroubi, 2011).

Dans le centre et l'ouest de l'Algérie la sismicité se distribue à terre et en mer le long des failles essentiellement inverses, alors qu'à l'Est, l'activité sismique est beaucoup plus diffuse et est cantonnée à l'intérieur du pays dans l'atlas Tellien, avec seulement quelques séismes en mer (Fig. I.45b). Dans cette région, l'activité y est plutôt de caractère faible à modérée avec



une grande fréquence (**Harbi et al, 2010**). Elle se produit le long de certains accidents décrochant actifs (exemple mécanisme au foyer du Ain Smara en décrochement sénestre **Yelles et al., 2006** ; mécanisme au foyer en décrochement du Roknia (Guelma) (**Maouche et al, 2013**) et au niveau des failles bordières des bassins Néogènes (exemple bassin de Guelma, bassin de Constantine, **Maouche, 2010**).

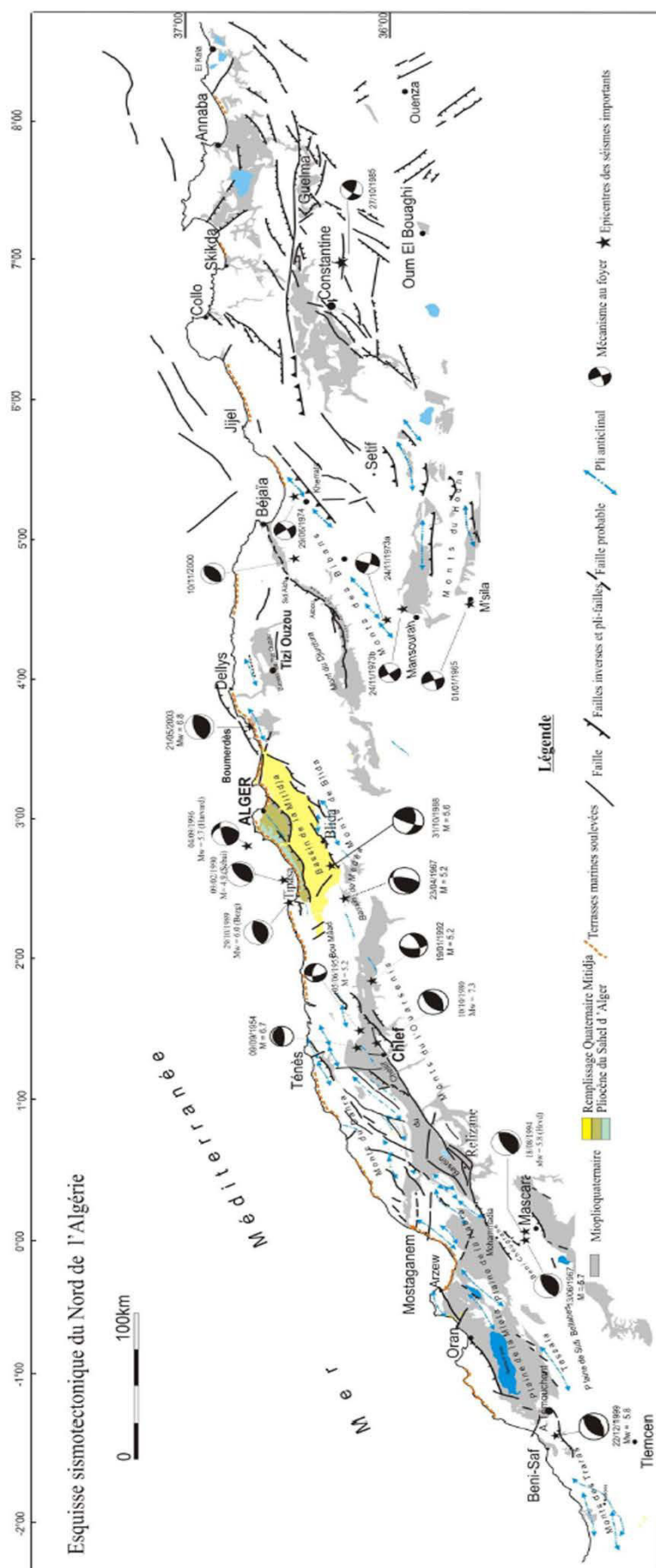
### 2.3.3. Déformation récente

#### a. Déformation récente à terre

Les différents séismes qu'a connus l'Algérie dans le nord sont la plupart du temps liés à la déformation localisée dans les bassins Néogènes intra-montagneux. La géométrie et le type de structures responsables de cette déformation sont déduits de l'analyse des mécanismes au foyer, qui varient d'une région à l'autre. On distingue ainsi des failles souvent inverses avec composantes décrochantes dans la partie centre et l'ouest de l'Algérie (**Meghraoui et al., 1996** ; **Yelles et al., 2006** ; **Ayadi et al., 2008** ; **Maouche, 2010**) et des failles décrochantes à l'Est du pays (**Meghraoui et al., 1996** ; **Harbi et al., 1999** ; **Harbi et al., 2003**).

L'essentiel de cette activité est localisé au niveau du Tell, qui est structuré en plis, plis-failles et chevauchements avec une direction de compression NW-SE (N140, **Meghraoui et al., 1996**). Ici, les structures néotectoniques en plis et pli-failles sont organisées en échelons (**Maouche, 2010**). Parmi les structures les plus connues on peut citer à l'ouest : le pli-faille du Murdjadjo (bassin du bas Chélif occidental), le pli-faille de Bou Kadir (bassin du bas Chélif), Abou El Hassan (bassin du bas Chélif), l'Oued Foda (bassin du Chélif) ; au centre : le pli du sahel d'Alger (bassin de la Mitidja), la faille de Zemmouri (prolongation du système de faille sud Mitidjien en mer) ; à l'Est : la faille de Kherrata, la faille de Béni Ouartilane, la faille d'Ain Smara (bassin de Constantine), les failles bordières du bassin de Guelma (**Fig. I.46**).

Vers le nord, la tectonique côtière est enregistrée par les variations d'altitudes des terrasses quaternaires, donnant ainsi un repère géométrique de premier ordre pour analyser la déformation néotectoniques. Le long de la côte Algérienne, des sédiments marins se sont en effet accumulés sous forme de terrasses depuis de début du quaternaire. Ces terrasses marines sont disposées en « marches d'escaliers » le long de la côte (notamment dans le centre et à l'ouest, **Maouche, 2010**). En Tunisie, les dépôts marins pléistocènes et tyrrhéniens sont observés à environ 5 m d'altitude (**Bouaziz et al., 2003**).



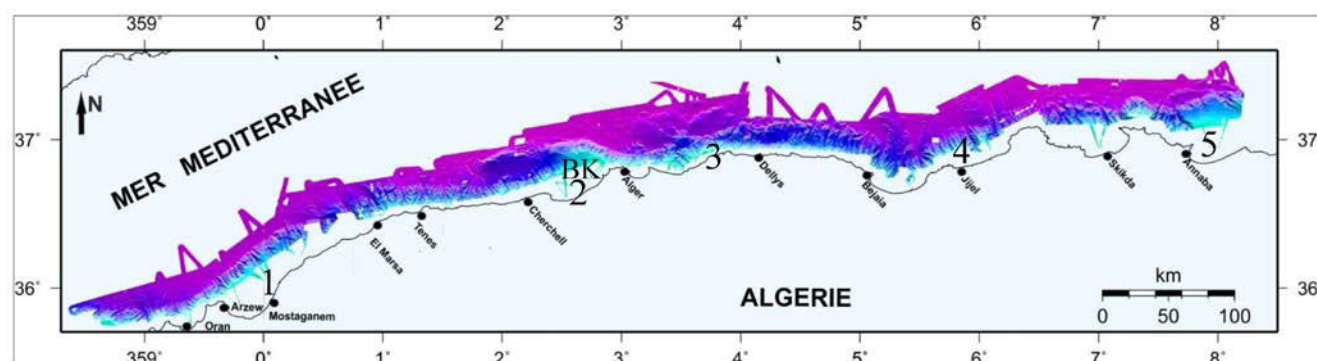
**Figure L46.** Carte sismotectonique de l'Algérie du nord (Meghraoui, 1988), les structures actives correspondent à des plis, des pli-failles et des failles de direction E-W à NE-SW (Maouche, 2010).

Ainsi, le long de la marge Algérienne, une tectonique littorale active est à l'origine de la surrection de la côte, comme cela fût le cas lors du dernier séisme de Boumerdes du 21 Mai 2003, où le soulèvement co-sismique a été estimé en moyenne à 0.5 m (Yelles-Chaouche et al., 2006).

### b. Déformation récente en mer

L'inversion de la marge est actuellement essentiellement imagée par les différentes études issues de la campagne MARADJA (MARDJA2003 et MARADJ2005/SAMRA2) qui ont permis, à partir de la déformation des unités Plio-Quaternaires, de cartographier les principaux indices d'inversion de la marge. Dans certains secteurs, ces résultats sont complétés en profondeur par les premiers résultats de la campagne SPIRAL.

D'après les résultats de ces travaux, la déformation plio-quaternaire n'est pas homogène tout au long de la marge. Elle a été particulièrement bien imagée dans les secteurs de Tipaza (Yelles et al., 2009), de Boumerdes (Domzig et al., 2006) et d'Annaba (Kherroubi et al., 2009) (les secteurs 2, 3 et 5 respectives de la Fig. I.47).

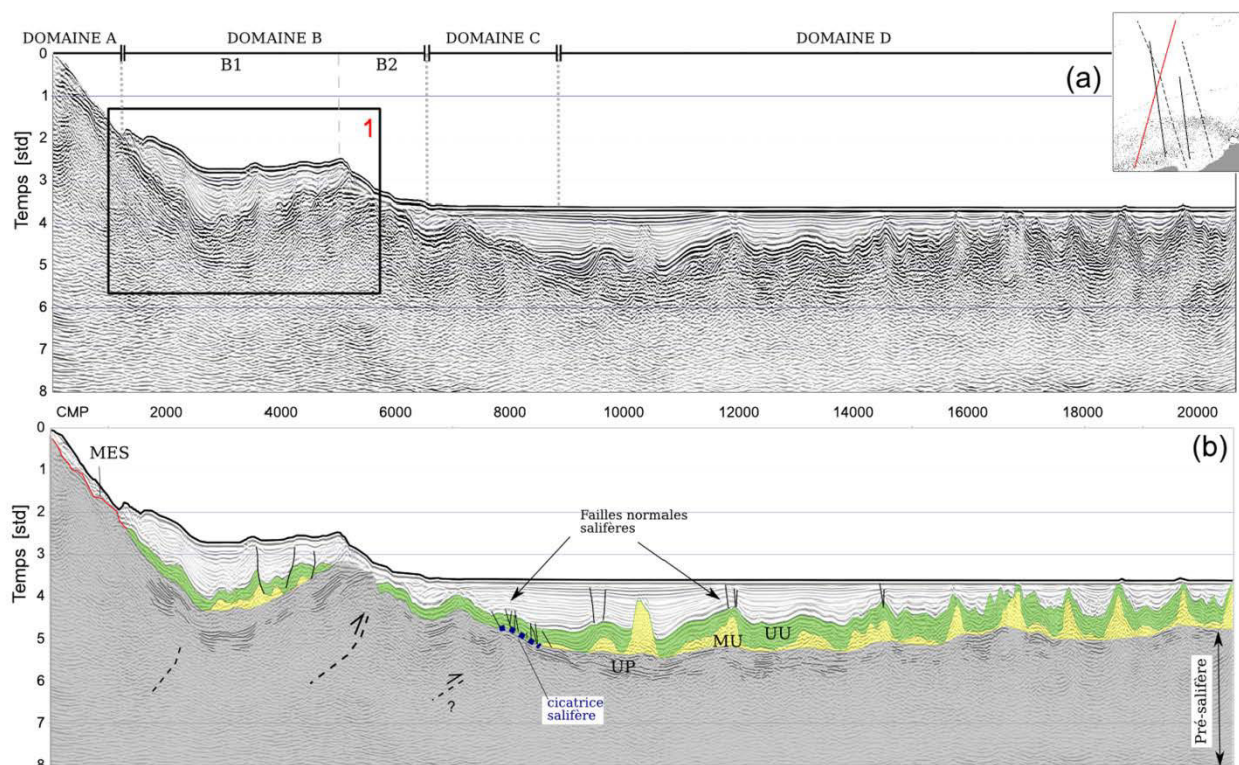


**Figure I.47.** Carte bathymétrique du nord de l'Algérie montrant les principaux secteurs étudiés durant la campagne SPIRAL. (1) Secteur de Mostaganem, (2) secteur de Tipaza, (3) secteur de Boumerdes, (4) secteur de Jijel et (5) secteur d'Annaba. Les trois secteurs montrant des indices d'inversion de la marge sont les secteurs (2), (3) et (5). BK dans le secteur (2) représente band de Khayr-Al-Din.

**A l'ouest, le segment linéaire situé au large de Mostaganem** ne montre pas de réel indices de compression (Badji et al., 2015), même si le profil de pente convexe est compatible avec une certaine remobilisation de la marge.

Plus, à l'est, **le secteur de Tipaza** (2 dans Fig. I.47) est caractérisé par la présence de la plus longue faille récente (~80 km) sur la marge Algérienne, appelée faille de Khayr-Al-Din, et localisée au pied du banc de Kahyr-Al-Din (Déverchère et al., 2005 ; Yelles et al., 2009 ; Leprêtre et al., 2013), interprété comme un bloc basculé de la marge remobilisé dans la

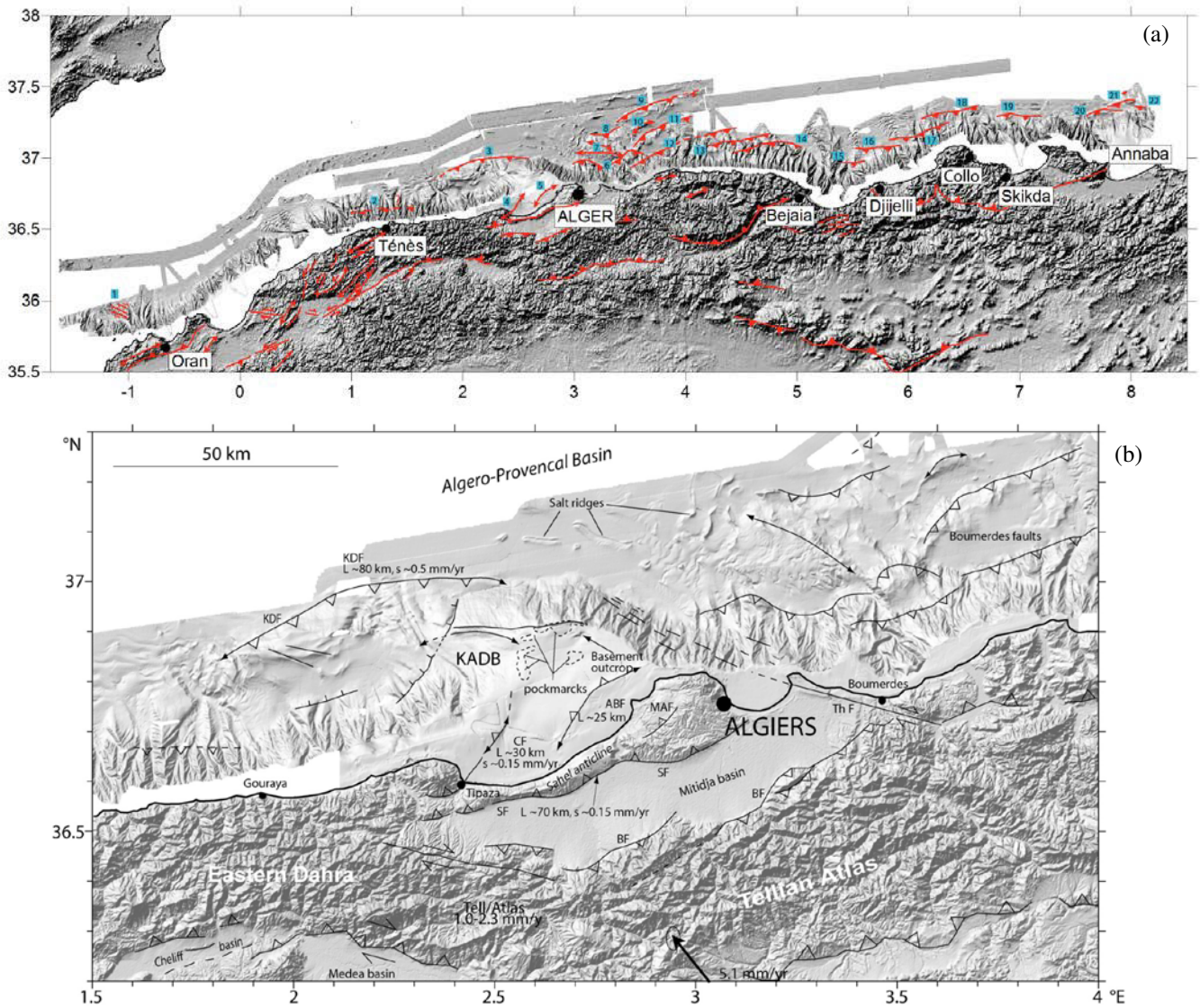
déformation récente (**Fig. I.48, Leprêtre et al., 2013**). La déformation se distribue le long de chevauchements à pendage sud, d'orientation essentiellement E-W, localisée en bordure du bassin profond (**Fig. I.49a, Domzig, 2006 ; Leprêtre, 2013**). Elle se traduit par le soulèvement de la partie est du banc Khayr-Al-Din, marqué par le décalage vertical de l'unité Messinienne supérieure UU de 700 m (passage de 1000 m à 1700 m de profondeur) (**Leprêtre et al., 2013**).



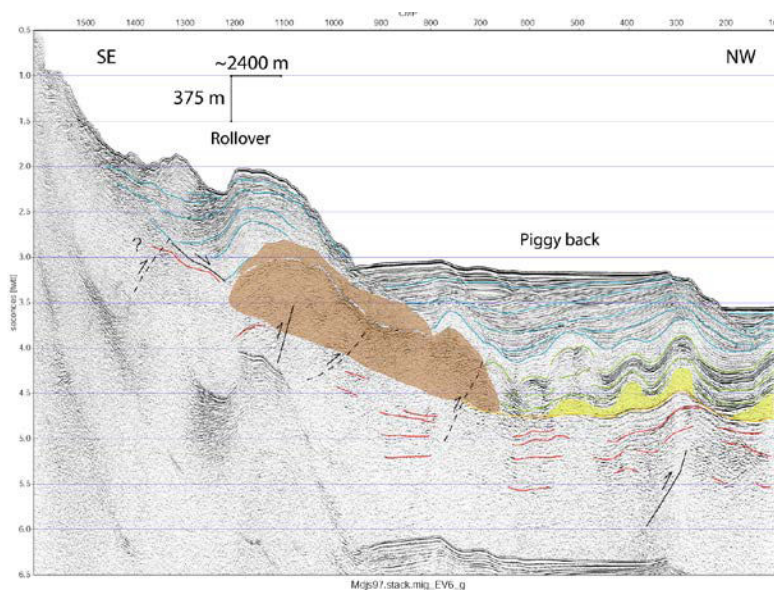
**Figure I.48.** Profil sismique réflexion multitrace au large de Tipaza, interprété dans **Leprêtre, 2013**.

Dans **le secteur de Boumerdes**, à l'est d'Alger (3 dans **Fig. I.47**), la déformation est marquée par le développement de bassins syntectoniques montrant un basculement des séries et des dépôts en éventail (**Domzig, 2006**). Deux types de bassins sont observés (**Fig. I.50, Domzig, 2006**) : (1) des bassins en piggy-back, en bordure de bassin profond, qui se développent sur le dos peu penté de plis asymétriques présentant un flanc nord plus abrupt que le flanc sud, et (2) les bassins en rollover, le long de la pente profonde, de taille plus modeste, qui se développent le long d'une faille à pendage nord fortement inclinée. Ces plis sont associés à des décalages des réflecteurs infra-salifères démontrant un système de jeu de faille inverse (**Domzig, 2006**). Les structures sont globalement d'orientation E-W à SW-NE (**Fig. I.49**).





**Figure I.49.** Cartographie des structures récentes et/ou actives (a) au nord de l'Algérie (Domzig, 2006) et (b) au large d'Alger (en noir les principales failles ou plis observées). (Yelles et al., 2009).



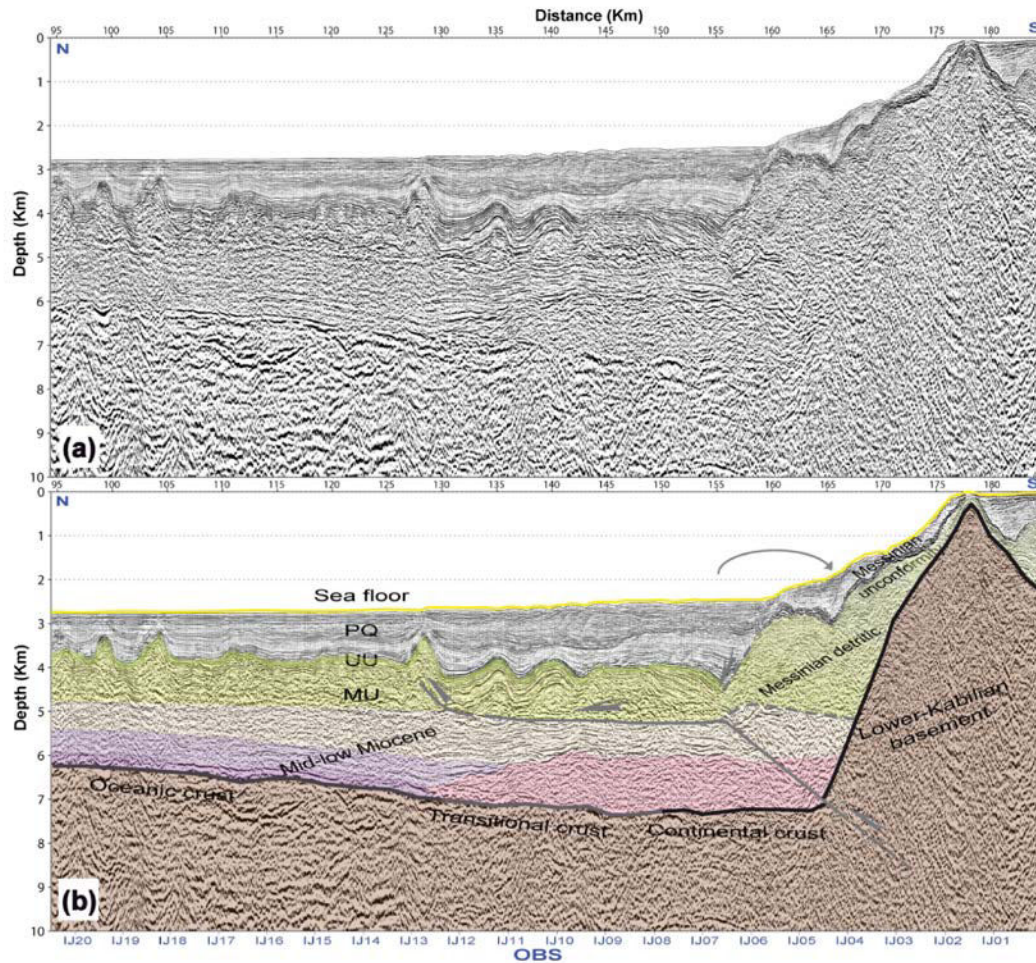
**Figure I.50.** Profil sismique haute-résolution (MARADJA) au large de Boumerdes (représenté avec une exagération verticale de 6 dans l'eau). En rouge les série sédimentaire infra-salifères, en jaune l'unité mobile MU, en vert l'unité supérieure UU, en bleu le Plio-Quaternaire (PQ) et en marron, l'unité chaotique CU probablement lié à la crise de salinité Messinienne (d'après Domzig, 2006).

Plus à l'est, dans **le secteur de Jijel** (4 dans **Fig. I.47**), dans ses travaux de thèse **Mihoubi (2014)** un pli Messinien en pied de pente (**Fig. I.51**) s'accompagne d'un basculement des dépôts détritiques Messiniens vers le continent. Les failles inverses de la marge se propagent vers le bassin selon un système en plats et rampes, les plats empruntant le niveau de découplage du sel de l'unité MU. Un rollover est observé en bordure du bassin profond, là où émerge une faille inverse (**Mihoubi, 2014**).

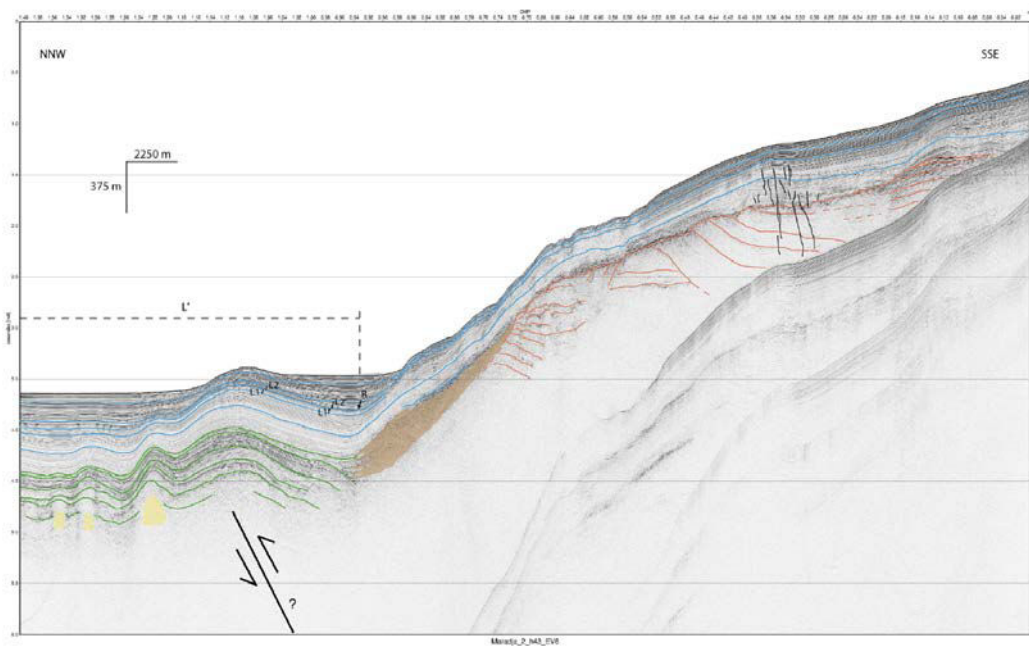
Enfin, dans la partie la plus orientale de la marge algérienne, dans **le secteur d'Annaba** (5 dans **Fig. I.47**), les données MARADJA2/SAMRA ont permis d'identifier et de cartographier un ensemble de plis et chevauchements en pied de marge, indiquant la réactivation récente de ce secteur (**Fig. I.52, Kherroubi et al., 2009**). Les failles observées en pied de pente montrent une géométrie en rampes assez raides, présentant une longueur d'onde plus faible que ceux localisés au large de Boumerdes (**Domzig, 2006**). Suite à ces résultats, il a été possible de dresser une carte structurale de la marge est-algérienne (**Fig. I.53**). Sur cette carte, on observe des failles inverses à pendage sud en échelons recouvrant, exprimées en surface par des plis asymétriques. Certaines de ces failles contrôlent le soulèvement d'un bassin suspendu en rollover (au large du massif de Collo et de Skikda). A l'arrière du pli, une faille normale accommode le basculement du bassin (**Domzig, 2006**).

Kherroubi et ses collaborateurs estiment que ces failles inverses ont commencé de jouer il y a moins d'1 Ma, associé à un taux de raccourcissement de l'ordre de 1 mm/an (**Kherroubi et al., 2009**).

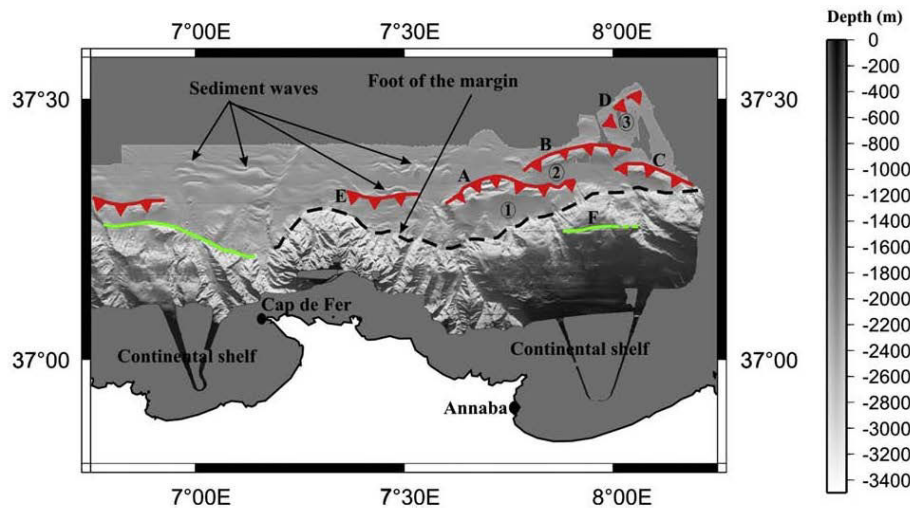




**Figure I.51.** Section sismique migrée en profondeur disponible dans la région de Jijel (a) sans interprétation et (b) avec interprétation proposée par **Mihoubi, 2014**. PQ : Plio-quaternaire ; UU : unité supérieure des évaporites Messiniennes et MU : unité mobile du sel Messinien.

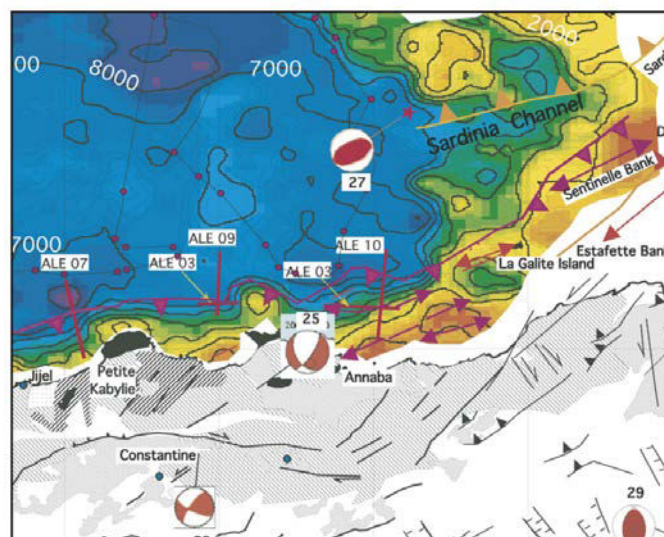


**Figure I.52.** Profil sismique 72-traces au large d'Annaba, interprété par Domzig (figure dans **Domzig, 2006**).



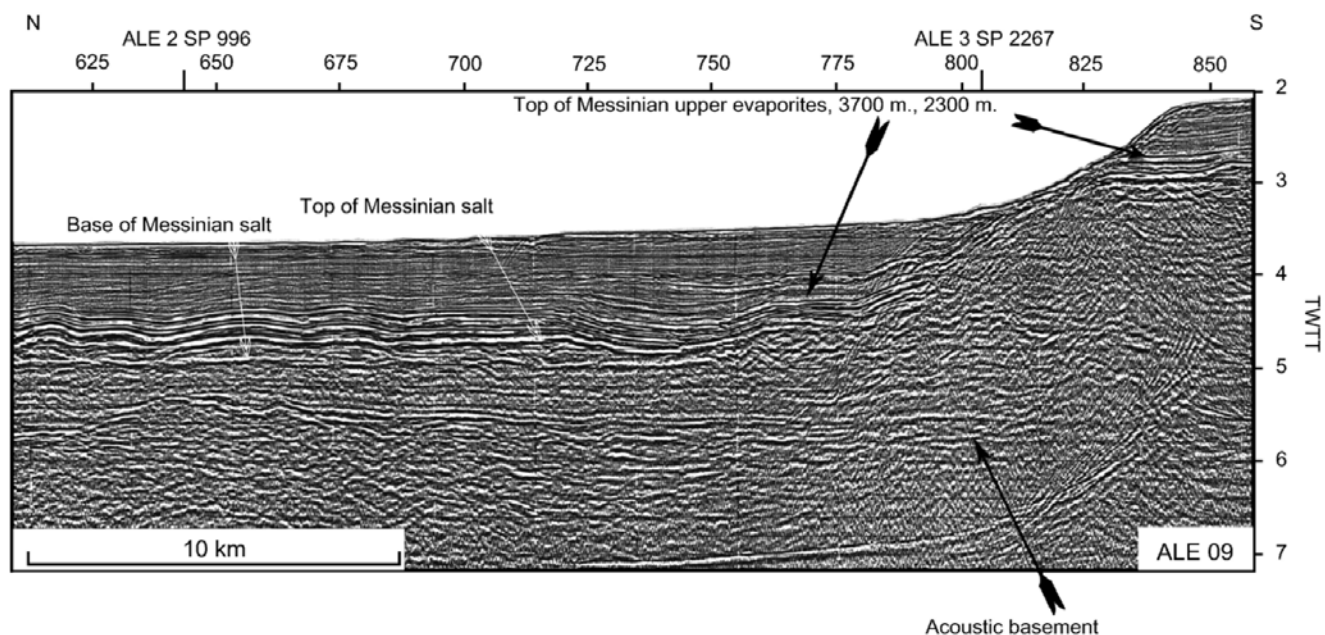
**Figure I.53.** Carte structurale au large d'Annaba (d'après **Kherroubi et al., 2009**).

D'autres études ont été réalisées dans ce secteur de marge, utilisant des données pétrolières de sismique pénétrante haute-résolution (ALE03, 09 et 10, **Fig. I.54, Mauffret, 2007**). Dans la baie de Skikda (Ligne sismique ALE09, **Fig. I.55**), un soulèvement de l'unité supérieure Messinienne de ~1400 m est observé de part et d'autre du pied de marge. Ici, un pli anticlinal est observé au toit des unités Messiniennes (profil ALE03, **Fig. I.56**), alors que le socle acoustique et les sédiments infra-salifère sont non-déformés à ce niveau (**Fig. I.55**). **Mauffret (2007)** suggère que l'anticlinal soit lié au fonctionnement d'une faille inverse à pendage sud.

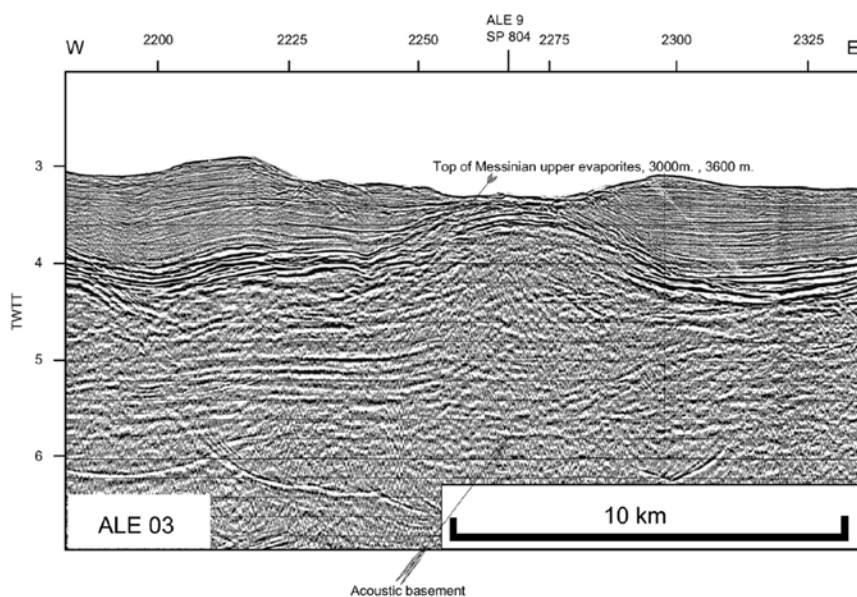


**Figure I.54.** Carte de positionnement des lignes sismiques pétrolière haute-résolution dans le secteur oriental de la marge Algérienne (d'après **Mauffret, 2007**).



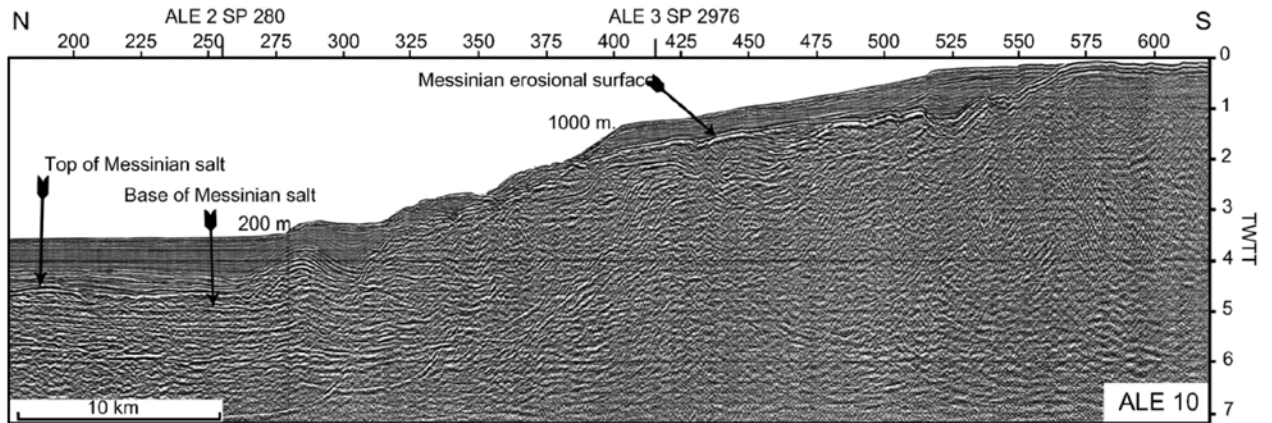


**Figure I.55.** Ligne sismique ALE09 (d'après **Mauffret, 2007**, voir positionnement **Fig. I.54**).

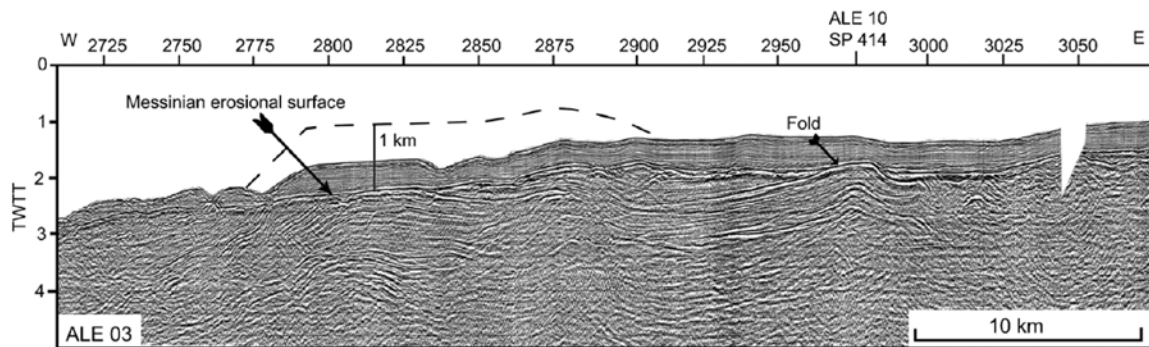


**Figure I.56.** Ligne sismique ALE03 perpendiculaire à la ligne ALE09 (d'après **Mauffret, 2007**, voir positionnement **Fig. I.54**).

Dans la baie d'Annaba (La ligne sismique ALE10, **Fig. I.57**), **Mauffret (2007)** décrit une déformation récente en pied de pente et sur le plateau continental, où le Miocène affleure. La surface d'érosion Messinienne est déformée par un pli et le Plio-Quaternaire est légèrement déformé au-dessus de ce pli (**Fig. I.58, Mauffret, 2007**).



**Figure I.57.** Ligne sismique ALE10 (d'après **Mauffret, 2007**, voir positionnement **Fig. I.54**).



**Figure I.58.** Ligne sismique ALE03 perpendiculaire à la ligne ALE10 (d'après **Mauffret, 2007**, voir positionnement **Fig. I.54**).

D'après les travaux de **Domzig (2006)**, la déformation compressive a commencé au cours du Pliocène dans la partie centrale (la zone allant d'Alger à Jijel), et est plus tardive (début Quaternaire) à l'est (Skikda et Annaba) et à l'ouest (banc de Khayr-AL-Din).

### 3. Les enjeux de l'étude de la structure profonde de l'est-algérien

---

L'objectif de ce travail de thèse est d'établir aussi précisément que possible la structure crustale profonde de la marge est-algérienne et du bassin adjacent, à partir des nouvelles données de sismique pénétrante SPIRAL et des données complémentaires disponibles dans ce secteur. Les résultats doivent nous permettre de définir les grands domaines lithosphériques en présence, pour répondre aux questions suivantes :

- Peut-on confirmer la nature océanique de la lithosphère du bassin profond au large de la marge, notamment au sud du bassin est-algérien central caractérisé par les anomalies magnétiques régulières ? Quelles sont les spécificités de cette croûte ? Est-elle similaire à celle mise en évidence plus à l'ouest, dans le bassin ouest-algérien ou au large de Jijel, situé en limite des anomalies magnétiques régulières ?
- Où se situe la transition océan-continent, quelles sont ses caractéristiques en terme de largeur, de nature, de structure ? Comment se fait la transition au Canal de Sardaigne, de nature continentale, qui borde le bassin à l'est ?
- Quelles sont les caractéristiques du substratum de la marge ? En étudiant la structure crustale profonde de la marge est-algérienne, l'objectif ne sera pas ici d'analyser la structure de la marge elle-même pour en déduire les modalités du rifting en contexte arrière-arc, car cette marge ne s'y prête pas. En effet nous ne disposons pas de la structure de la marge conjuguée, nécessaire par exemple à l'étude des modalités de l'extension. Par ailleurs comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le segment de marge est-algérien correspondrait, selon les études antérieures, à une marge passive formée en position arrière-arc puis reprise en compression au Miocène moyen durant la collision alpine (e.g. **Bouillin, 1986 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Rosenbouam et al., 2002**), ce qui a pu modifier profondément sa structure initiale. Ceci est d'autant plus vrai dans le secteur d'Annaba, ce segment de marge étant situé le long de la zone de suture située en mer, sous la plateforme ou le haut de pente. Si le rifting ne peut être analysé ici, nous espérons par contre pouvoir définir si ce segment de marge est plutôt de type divergent ou transformant, ces deux grands types de marges passives présentant des structures crustales bien distinctes, ce qui peut nous aider à comprendre la segmentation de la marge. Par ailleurs, nous espérons collecter des informations sur la structure crustale de la paléo-bordure européenne immédiatement au nord de la zone de suture. Enfin, nous espérons pouvoir apporter des contraintes sur la nature des unités pré-Messiniennes visibles sous la marge sur d'anciens profils (**Mauffret, 2007 ; Kherroubi et al.,**

2009), mais pour lesquelles aucune interprétation précise n'a été fournie dans les études antérieures.

A partir de ces nouveaux résultats, nous espérons apporter des contraintes sur l'évolution géodynamique de ce segment de marge du bassin est-algérien adjacent et sur les modalités de reprise en compression de la marge :

- Nous avons vu qu'il existe un grand nombre de modèles d'ouverture du bassin est-algérien, qui diffèrent fortement entre eux puisque certains proposent une ouverture précoce durant la migration du bloc AlKaPeCa, alors que d'autres proposent une ouverture tardive, postérieure à la collision. Une meilleure connaissance de la structure crustale du système marge-bassin peut apporter des arguments en faveur d'un modèle plutôt qu'un autre. En particulier, la connaissance précise de la structure crustale devrait permettre de discuter des modalités de retrait du slab vers l'est : il a été montré que le retrait vers l'ouest sous le domaine d'Alboran s'effectuait par la propagation d'une déchirure de slab, plus ou moins parallèlement à la marge ouest-algérienne, avec une forte empreinte dans la structure de la marge (**Badji et al., 2015**) et dans celle du bassin profond adjacent (**Medaouri et al., 2014**), montrant qu'il s'est développé dans ce domaine une marge continentale de type STEP. Un mécanisme le long de la marge est-algérienne durant l'ouverture du bassin est-algérien (**Medaouri, 2014**), symétrique de ce qui est observé à l'ouest par rapport à la zone de collision centrale des Kabylies, est-il compatible avec la structure crustale, sachant que la déchirure du slab se propage plus à l'est au nord de la Sicile (e.g. **Rosenbaum et Lister, 2004**).

- D'un point de vue de la reprise en compression de la marge, l'objectif est double. Il s'agit d'une part d'imager et de discuter de l'enracinement des structures compressives suggérées par les analyses des structures superficielles réalisées dans les travaux antérieurs (**Domzig, 2006 ; Kherroubi et al., 2009**). Il s'agit d'autre part de localiser la déformation par rapport aux grands domaines structuraux que nous aurons au préalable définis pour ce segment de marge. Les travaux antérieurs montrent que la déformation affecte la bordure du bassin profond : cette déformation est-elle située dans un des domaines spécifique du système marge-bassin telle que la TOC ou le domaine continental aminci ? La déformation est-elle transmise au domaine océanique comme cela semble être le cas au large de la marge nord-Ligure ? La déformation est-elle ou pas similaire à celle observée sur les autres segments de la marge déjà étudiés ? Peut-on expliquer que la sismicité du nord-est de l'Algérie soit plus faible qu'ailleurs (e.g. **Yelles-Chaouche, 2006**), ou en tous cas plus diffuse, alors même que la vitesse de convergence semble plus importante à l'est qu'à l'ouest (**Serpelloni et al., 2007**) ?



Enfin, la marge Algérienne montre un certain nombre de critères favorables à l'inversion, voire à l'initiation d'une zone de subduction (bassin arrière-arc, conditions aux limites compressives, focalisation de la déformation le long de la marge Algérienne, direction de raccourcissement globalement perpendiculaire aux structures de la marge, épaisse couche sédimentaire en pied de pente (~5 km), ...). Dans les années 70 déjà, l'initiation d'une zone de subduction était proposée le long de la marge Algérienne (**Auzende et al., 1975**), ce qui semble être plausible au vu des études plus récentes (**Yelles et al., 2009 ; Deverchère, 2010 ; Leprêtre et al., 2013 ; Hamai et al., 2014**). La présence presque systématique de failles inverses à pendage sud situées en pied de pente, la flexure de la lithosphère du bassin profond à l'approche de la marge (**Auzende et al., 1975**), la linéarité et la continuité de certains accidents, sont en effet autant d'arguments en faveur d'une telle interprétation, également proposée plus à l'Est au nord de la Sicile (**Billi et al., 2007 ; Chiarabba et al., 2008**). La structure crustale de la marge est-algérienne et du bassin adjacent apporte-t-elle des arguments en faveur d'une telle hypothèse ?

## ***Chapitre II :***

*Acquisition, traitement et modélisation des  
données*



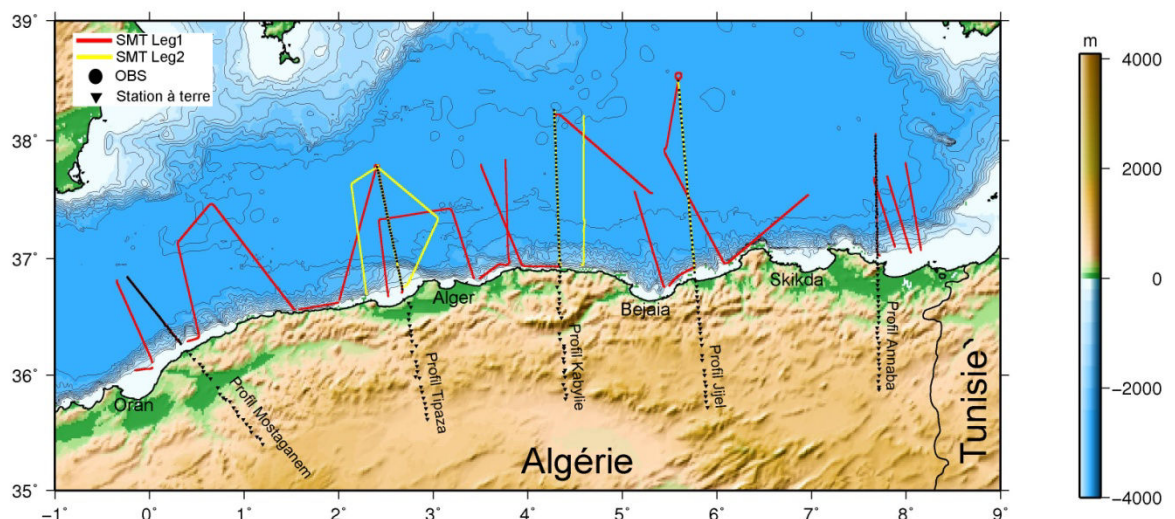
## 1- Nature et origine des données utilisées dans ce travail

### 1.1. Données SPIRAL

Ce travail s'appuie avant tout sur les données acquises durant la campagne SPIRAL réalisée en 2009 à bord de l'Atalante. Cette campagne a permis d'acquérir essentiellement des profils de sismique de grande pénétration, propres à déterminer la structure de la marge et du bassin adjacent à l'échelle crustale. Ont été acquis durant cette campagne :

- 5 transects terre-mer de sismique grand-angle, répartis le long de la marge algérienne en noir sur la figure II.1.
- 28 profils de sismique réflexion multitrace (SMT) et profils gravimétriques et magnétiques coïncidents (en jaune et rouge sur la Fig. II.1).

Les paramètres d'acquisition et de traitement de ces nouvelles données font l'objet des deux chapitres -2 et -3 de cette partie du manuscrit.



**Figure II.1.** Plan de positionnement de données acquises lors de la campagne SPIRAL. Les profils terre-mer sont nommés en fonction des grandes villes côtières par lesquelles ces profils passent. Les 5 transects terre-mer sont représentés en noir ; OBS : cercles noirs ; stations à terre : triangles inversés noirs. Les lignes rouges et jaunes représentent l'acquisition SMT 360-traces et les profils gravimétriques et magnétiques coïncident acquis durant les leg1 et 2.

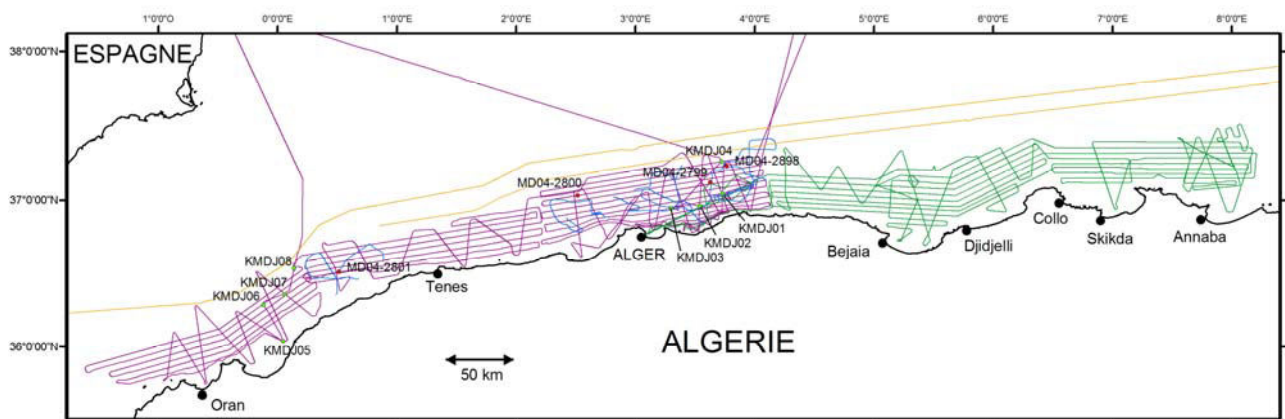
Pour ce travail, ces nouvelles données ont été complétées par les données disponibles dans la zone d'Annaba et provenant de différentes campagnes antérieures décrites ci-dessous.

### 1.2. Données MARADJA2-SAMRA

Réalisées en 2003 et 2005, les campagnes de géophysique marine MARADJA1 et MARADJA2-SAMRA étaient dédiées à l'analyse de la déformation récente de la marge algérienne, respectivement sur les secteurs ouest et est de la marge (**Fig. II.2**). Ces campagnes

ont permis d'acquérir une grille dense de données bathymétriques multifaisceaux haute-résolution (résolution horizontale globale de 50 m, et localement de 25 m) (**Fig. II.2**) et de profils de sismique réflexion haute-résolution offrant des images du sous-sol avec une résolution de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, et une pénétration sous le fond de la mer de l'ordre de 2-3 km.

Les paramètres d'acquisition et de traitement des données bathymétriques et sismiques sont détaillés dans les thèses d'A. Domzig (**Domzig, 2006**) et d'A. Kherroubi (**Kherroubi, 2011**) ; et dans les publications qui ont découlé de l'exploitation des données (**Déverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006 ; Kherroubi et al., 2009 ; Yelles et al., 2009**).



**Figure II.2.** Plan de positionnement des données de sismique réflexion haute-résolution acquises durant les campagnes MARADJA1 (en violet), MARADJA2/SAMRA (en vert) et des plongées SAR (en bleu), ainsi que les deux transits valorisés du Beautemps-Beaupré (en orange) (pour plus de détails, voir **Domzig, 2006**).

### 1.3. Données SONATRACH et CRAAG

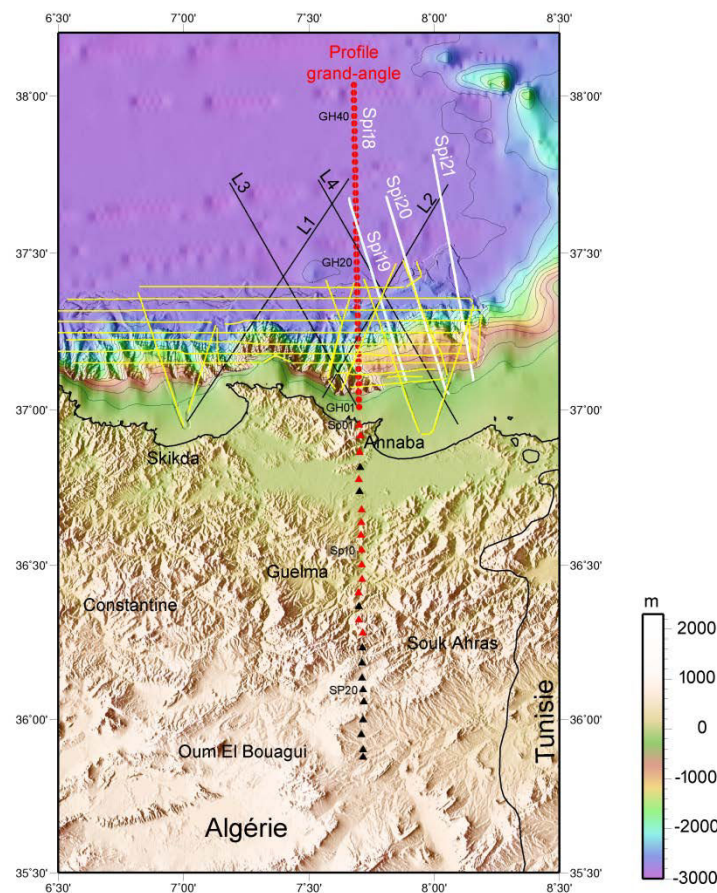
Des profils SMT pétroliers, montrant à la fois une forte pénétration du signal (de l'ordre de 5 km), et une résolution élevée (de l'ordre d'une dizaine à quelques dizaines de mètres dans la partie sédimentaire), ont été mis à notre disposition par la compagnie pétrolière Algérienne (SONATRACH), ainsi que leurs profils gravimétriques et magnétiques coïncidents (**Fig. II.3**).

Un profil gravimétrique terrestre, passant par les stations terrestres du profil grand-angle d'Annaba (**Fig. II.1**), à par ailleurs été mis à notre disposition par le CRAAG.

### 1.4. Synthèse des données disponibles dans le secteur d'Annaba

Cette étude, qui se focalise sur le secteur Est de la marge Algérienne et du bassin adjacent (Secteur d'Annaba), s'appuie sur les données suivantes, regroupées sur la figure **II.3** :

- 1 profil grand-angle terre-mer acquis durant la campagne SPIRAL (en rouge, **Fig. II.3**),
- 4 profils SMT 360-traces SPIRAL acquis dans la région d'Annaba (Spi 18 à Spi 21) et leurs 4 profils gravimétriques et magnétiques coïncidents (lignes blanches, **Fig. II.3**),
- l'ensemble des profils de sismique-réflexion haute-résolution acquis durant la campagne MARADJA2/SAMRA dans la région d'Annaba (lignes jaunes, **Fig. II.3**),
- La bathymétrie haute-résolution issue de la campagne MARADJA2/SAMRA (carte bathymétrique **Fig. II.3**),
- 4 profils SMT pétroliers (L1 à L4), et leurs 4 profils gravimétriques et magnétiques coïncidents (lignes noires, **Fig. II.3**),
- 1 profil gravimétrique passant par les stations à terre.



**Figure II.3.** Plan de position des données géophysiques disponibles dans la région d'Annaba. Les OBS sont représentés en cercles rouges et les stations à terre en triangles noirs et triangle rouges. Lignes blanches : profils SMT 360-traces acquises durant la campagne SPIRAL. Le profil Spi 18 est coïncident avec le transect de sismique grand-angle. Lignes noires : profils pétroliers SONATRACH. Lignes jaunes : profils de sismique-réflexion haute résolution acquis durant la campagne MARADJA2/SAMRA 2005. L'ensemble de données est représenté sur un fond bathymétrique issu de la campagne MARADJA2/SAMRA 2005 pour la partie haute-résolution (secteur des profils sismiques marqués en jaune) et le modèle numérique de terrain issu de ([www.ngdc.noaa.gov](http://www.ngdc.noaa.gov)) pour le reste du bassin.



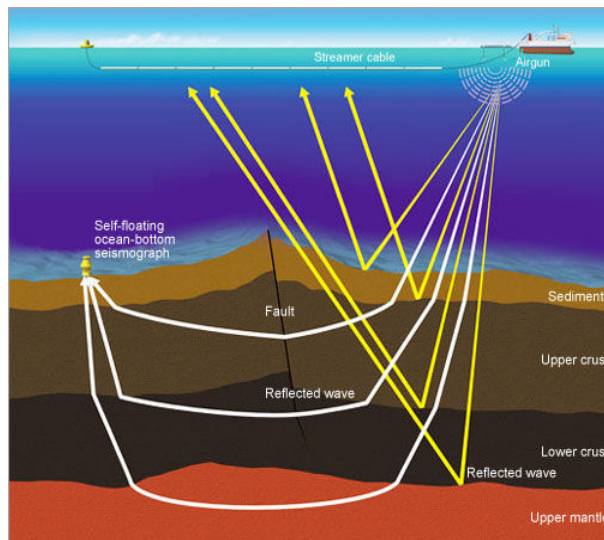
## 2- Acquisition des données SPIRAL

### 2.1 Acquisition des données sismiques

#### 2.1.1. Principe de prospection du sous-sol par méthodes sismiques

##### a. Les méthodes sismiques

La sismique constitue aujourd'hui le principal outil d'exploration et de prospection du sous-sol, car elle offre une image de la structure interne de la Terre de meilleure résolution que les autres techniques de prospection (électrique, gravimétrique, magnétotellurique,...). Le principe de la méthode consiste à générer artificiellement une onde acoustique à partir d'une source dont on contrôle le déclenchement. En sismique marine, le signal-source est en général produit par des canons à air qui libèrent brutalement dans l'eau un volume d'air sous pression (**Fig. II.4**). L'onde de choc ainsi créée se propage dans les différentes couches du sous-sol : c'est l'onde incidente. Lorsqu'elle rencontre une interface entre deux milieux différents, l'onde incidente est en partie réfléchie vers la surface (onde réfléchie) et en partie transmise aux couches plus profondes (onde réfractée) (**Fig. II.4**). Les ondes réfléchies et réfractées sont finalement enregistrées en surface ou sur le fond de la mer par des récepteurs (**Fig. II.4**). L'analyse des temps d'arrivée de ces ondes, ainsi que l'analyse de la forme et de l'amplitude du signal, renseignent sur la géométrie et la nature des différentes couches traversées du sous-sol.

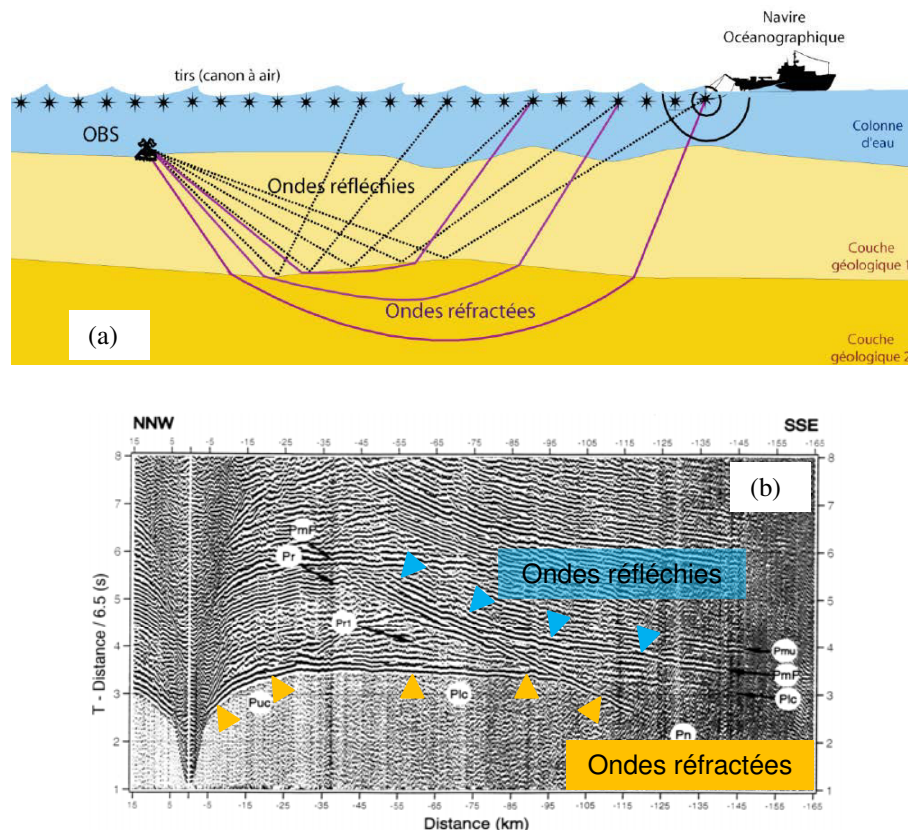


**Figure II.4.** Principe de prospection par les méthodes sismiques. Au passage des interfaces, l'énergie incidente est en partie réfléchie (lignes jaunes) et en partie transmise (réfractée, lignes blanches).

##### b. Sismique grand-angle

En sismique grand-angle marine, les ondes sont émises à intervalles réguliers par une source mobile tractée par un navire, et enregistrées par un système de récepteurs sous-marins

fixes appelés OBS (Ocean Bottom Seismometers) déployés au préalable sur le fond le long du profil de tirs (**Fig. II.5a**). On enregistre, pour chaque tir, une trace sismique montrant les temps d'arrivée des ondes réfléchies et réfractées (échelle verticale sur la **Fig. II.5b**) à des distances source-récepteur variables le long du profil (échelle horizontale sur la **Fig. 5b**). Plus la distance source-récepteur est importante, plus on enregistre des ondes propagées profondément dans le sous-sol (**Fig. 5a et 5b**). Ainsi, pour des distances source-récepteur de quelques dizaines de kilomètres, on enregistre en général des ondes propagées dans le manteau.



**Figure II.5.** (a) Principe de la sismique grand-angle (ou sismique réfraction) dans le domaine marin. Cette méthode utilise les ondes réfléchies et réfractées à grands offsets. (b) Exemple d'enregistrement d'un OBS, distance en fonction de temps. Les vitesses des milieux traversés sont déduites des pentes des hodochrones représentant les temps d'arrivées des ondes réfractées.

Afin d'imager la structure crustale profonde à la transition terre-mer d'une marge continentale, les profils de sismique grand-angle peuvent être prolongés à terre par le déploiement de stations sismiques terrestres qui enregistrent les tirs effectués en mer, comme cela a été le cas pour les profils SPIRAL.

La sismique grand-angle présente plusieurs avantages:

- Elle permet d'enregistrer des ondes propagées jusqu'au manteau. Elle est donc dite « pénétrante », puisqu'elle donne des informations sur l'ensemble de la croûte.

- Les modèles de vitesse de propagation des ondes en fonction de la profondeur, obtenus par modélisation des temps d'arrivée et de l'amplitude des ondes réfléchies et réfractées, donnent des contraintes sur l'épaisseur et la nature des principales couches du sous-sol.

La limite de la méthode est essentiellement une limite de résolution, qui est inférieure à la résolution de la sismique réflexion. Cette résolution dépend de la distance entre récepteurs, et varie sur les profils SPIRAL de quelques centaines de mètres à un kilomètre selon la profondeur.

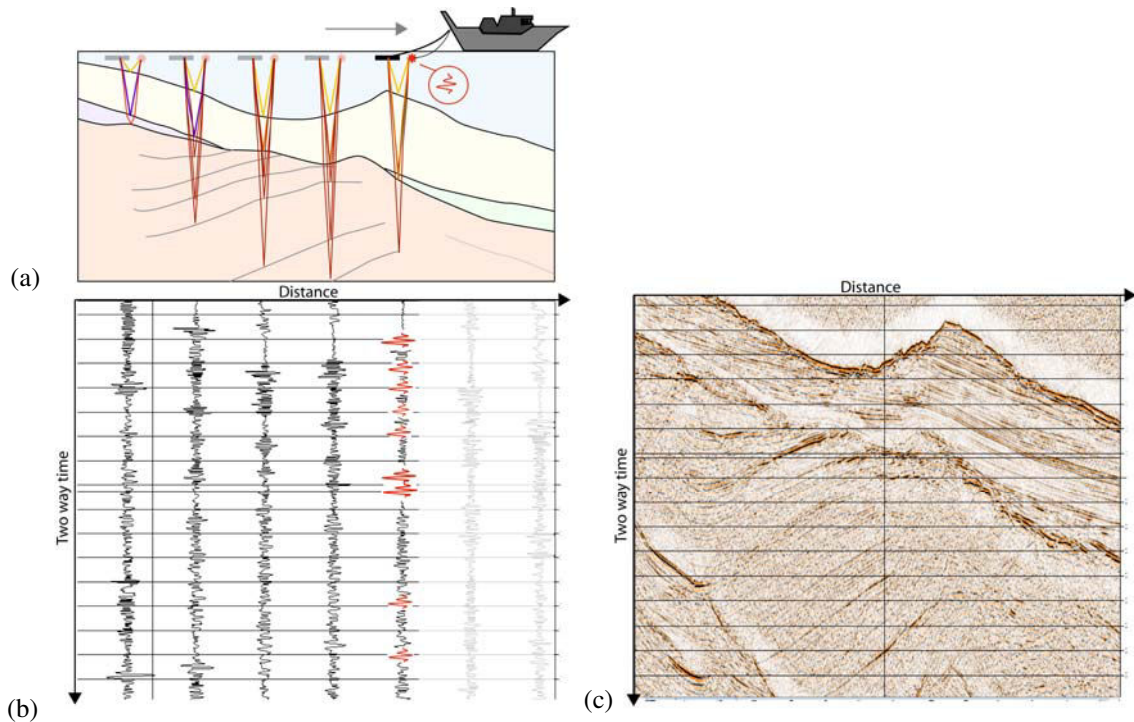
### **c. Sismique réflexion**

En sismique réflexion marine, source et récepteur sont tous deux remorqués par le navire (**Fig. II.6a**). La distance source-récepteur est ainsi constante durant l'acquisition, cette distance étant faible devant la profondeur d'investigation, pour enregistrer les ondes réfléchies à incidence sub-verticale. Le récepteur est ici constitué de groupes d'hydrophones disposés à l'intérieur d'une flûte (**Fig. II.6a**). Pour chaque tir, le récepteur enregistre une trace sismique sur laquelle on observe les temps d'arrivée des ondes réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol à mi-distance entre la source et le récepteur (**Fig. II.6b**). Si les tirs sont denses le long du profil, en juxtaposant les traces des différents tirs, on obtient un profil 2D montrant l'évolution, le long du profil, des temps d'arrivée des ondes réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol (**Fig. II.6c**). La section est donc graduée en temps doubles, ou temps aller-retour entre le couple source-récepteur situé en surface et le réflecteur.

La sismique réflexion permet ainsi d'obtenir une image « temps » des différentes interfaces du sous-sol le long du profil. L'interprétation de leurs géométries donnera des informations sur la chronologie relative des dépôts et de leur déformation. Cette image est toutefois distordue par rapport à la réalité puisqu'elle n'est pas fonction de la profondeur mais du temps de propagation source-réflecteur-récepteur. Cette distorsion dépend des vitesses de propagation dans le sous-sol, et varie donc avec la profondeur.

Par rapport à la sismique grand-angle, la sismique réflexion offre une image beaucoup plus détaillée du sous-sol, le niveau de détail (résolution) et la profondeur d'investigation (pénétration) dépendant en premier lieu du contenu fréquentiel de la source choisie. Une source basse fréquence (~15-50 Hz) donnera théoriquement des pénétrations de l'ordre de 20-30 km mais une faible résolution (15 mètres vers la surface à 150 m au niveau du Moho), comme c'est le cas pour les données SPIRAL. Au contraire une source haute-fréquence (100-500 Hz) donnera une pénétration plus faible (2-3 km) mais une résolution plus élevée

(quelques mètres à quelques dizaines de mètres), comme c'est le cas pour les données MARADJA2/SAMRA.



**Figure II.6.** Principe de la sismique réflexion en domaine marin : (a) la distance entre source et récepteur, tirés par le bateau, est fixe. (b) Pour chaque tir, on enregistre une trace sismique réfléchie à mi-distance entre source et récepteur sur laquelle on observe les temps d'arrivée des ondes réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol. (c) Pour une grande densité de traces, on produit une section sismique 2D sur laquelle on observe la géométrie relative des différentes couches géologiques traversées par les ondes réfléchies, exprimée en temps doubles, l'échelle horizontale étant donnée en mètres ou kilomètres.

#### d. Utilisation combinée des méthodes sismiques

Les deux méthodes sismiques fournissent donc des informations complémentaires sur le sous-sol. Ces informations peuvent par ailleurs être croisées, pour aller plus loin dans le traitement ou la modélisation des données de chacune des deux méthodes. Ainsi, les modèles de vitesses issus de la sismique grand-angle peuvent être utilisés pour migrer la section-temps de sismique réflexion et obtenir une section-profondeur plus facilement interprétable (voir migration profondeur, **CH-II.3.3.4**). Inversement, les géométries des interfaces données par la section-temps peuvent contraindre la géométrie des interfaces du modèle de vitesse en sismique grand-angle (voir modélisation « forward », **CH-II.3.2.2**).

Les chapitres suivants détaillent les paramètres de l'acquisition utilisés lors de la campagne SPIRAL.

### 2.1.2. Sismique grand-angle SPIRAL

#### a. Source

La source sismique utilisée en sismique grand-angle doit être aussi puissante que possible afin d'enregistrer des ondes propagées sur de grandes distances ayant pénétré le sous-sol aussi profondément que possible. Dans le cas de la campagne SPIRAL, elle est composée de 8 canons de 16 litres et de 2 canons de 9 litres (**Fig. II.7a**), soit un volume total de 146 litres. L'espacement entre tirs, de 150 m, favorise la puissance de tirs, les tirs déclenchés toutes les minutes permettant d'atteindre une pression maximum dans les canons. Enfin, les canons sont déclenchés simultanément et synchronisés sur l'explosion des canons, de manière à offrir un signal pour lequel la forte amplitude du premier pulse du signal (signal minimum-phase) facilite le pointé du temps d'arrivée des ondes (**Fig. II.7b**). On note que ce signal est composé de plusieurs oscillations.

#### b. Récepteurs : OBS et stations terrestres

Deux types de récepteurs ont été utilisés pour les acquisitions grand-angle. Il s'agit des OBS dans la partie marine des profils, et de stations sismologiques dans leur partie terrestre. Les instruments disposés sur le fond de mer ou sur le sol enregistrent les vibrations du sol dans les trois directions de l'espace, afin de détecter des déplacements verticaux et les déplacements horizontaux dans les deux directions.

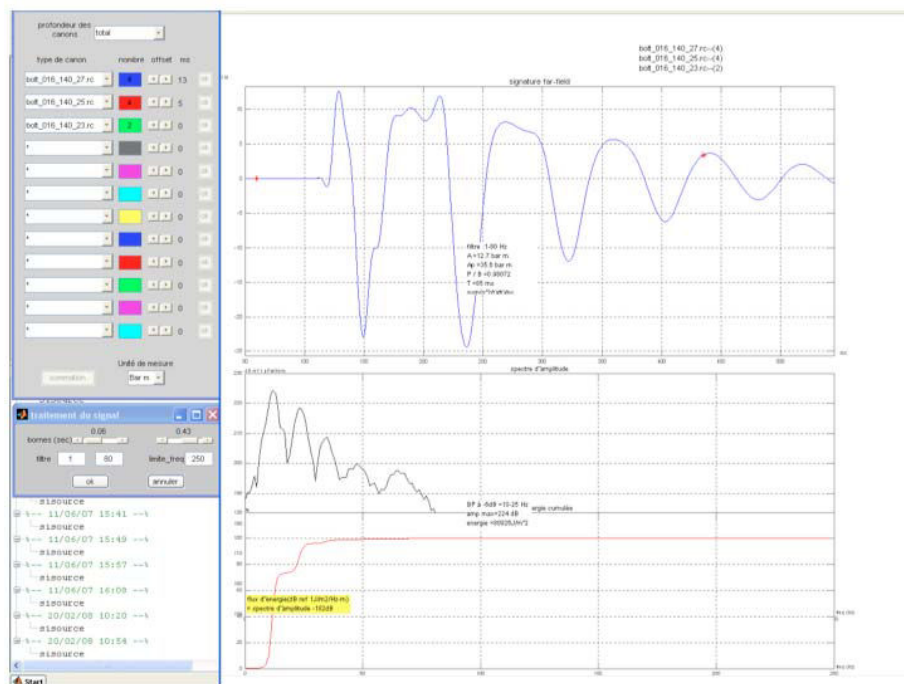
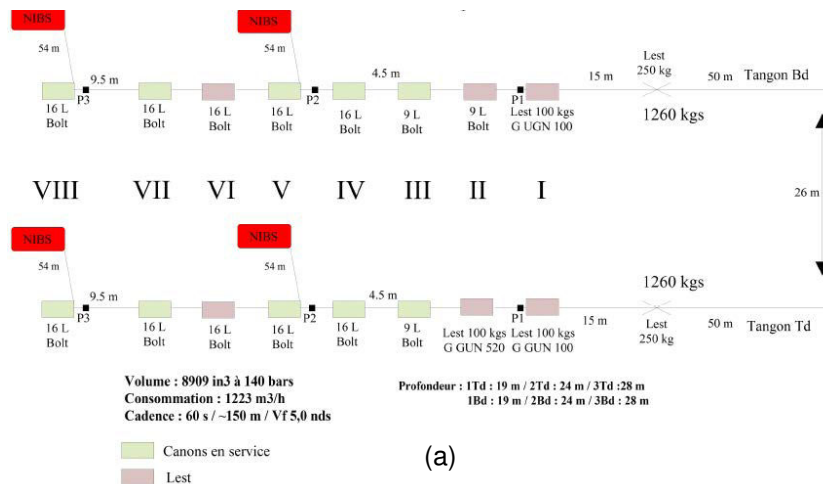
Durant la campagne SPIRAL, nous avons utilisé trois modèles d'OBS et trois modèles de stations sismologiques. Il s'agit d'OldOBS Ifremer, des MicroOBS et MicroOBS+ pour les OBS (**Auffret et al., 2004**) et Geostar-version 2000, Kinematics et Geodevice pour les stations à terre.

••• **OldOBS Ifremer (Fig. II.8)** - Les OldOBS Ifremer sont basés sur le système électronique de GEOMAR (SEND GmbH) avec une conception mécanique de l'IFREMER. Ils sont composés d'un châssis en aluminium sur lequel sont fixés deux cylindres : le premier contient le système d'acquisition électronique, le périphérique de stockage et les batteries de l'OBS ; le second contient le système de libération et l'électronique correspondante. Ces équipements sont relativement lourds (240 kg auquel il faut rajouter les 65 kg de lest que représente l'ancre) et encombrants (hauteur de 1,8 m, manipulables à l'aide d'une grue), mais extrêmement robustes et fiables, demandant un temps de préparation très court. Ils sont bien adaptés pour les campagnes à des déploiements multiples. Tous les instruments sont équipés d'un hydrophone externe de type OAS-R2-PD et d'un capteur externe déporté à 3



composantes munies de géophones (4,5 Hz) qui est libéré par un système électrolytique pour reposer sur le fond.

Au cours de la campagne SPIRAL, tous les instruments étaient équipés d'un préamplificateur LOWN 0-50 Hz ou 0-150 Hz, et un disque dur de 2 Gb. Les instruments sont libérés du fond grâce à un système acoustique MORS. La localisation en surface est facilitée par l'usage de la balises « flash » et de balises radio (NOVATECH) dont sont équipés les instruments.



**Figure II.7.** (a) Source grand-angle et (b) signal correspondant sur les écrans de contrôle du laboratoire d'acquisition (haut : signal-somme des 10 canons, centre : spectre en fréquence correspondant, bas : énergie du signal).

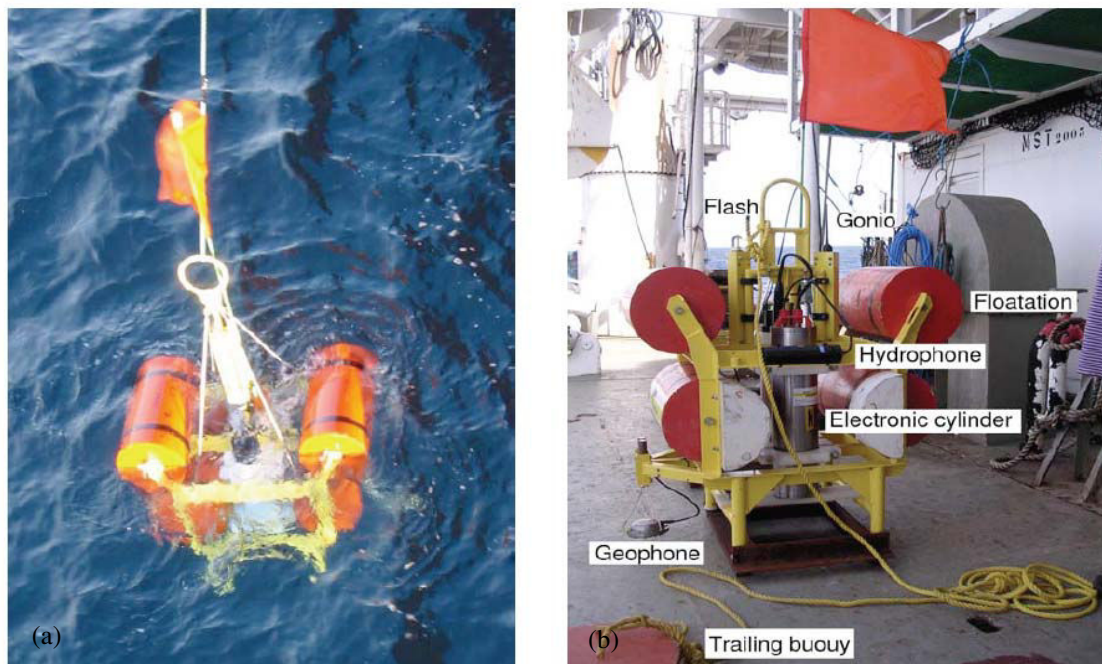


Figure II.8. (a) OldOBS Ifremer lors du déploiement, (b) OldOBS Ifremer sur le pont du navire.

Les caractéristiques techniques des OldOBS Ifremer sont représentées ci-dessous :

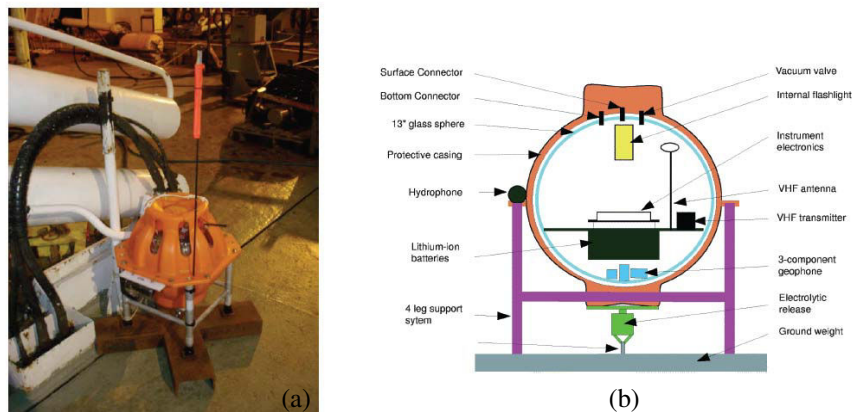
<b>Capteurs</b>	3 géophones déportés 4,5 Hz de KUM
<b>Bandes passante</b>	OAS E-2PD Hydrophone
<b>Analogique /Digital</b>	Géophones 4,5 Hz à 1000 kHz
<b>Pas d'échantillonnage</b>	Hydrophone 4 Hz à 5 kHz
<b>Nombre de voies</b>	Send MBS
<b>Précision de l'horloge</b>	25-10000 Hz
<b>Positionnement de l'OBS</b>	De 1 à 4
	TCXO 5.10-8 synchronisation GPS pré et post-opérateur
	10m, par analyse des ondes dans l'eau de tirs de surface en mode haute résolution
	Par triangulation acoustique (12 kHz)
	1° analyse a posteriori des ondes dans l'eau de tirs de surface
<b>Processeur</b>	Send MBS
<b>Stockage temporaire</b>	Continue
<b>Mode d'acquisition</b>	Interface RS 232 MBS
<b>Acquisition</b>	4 cartes de mémoire de 1 à 2 Go
<b>Stockage</b>	~1300 mW pour 4 canaux à 250 échantillons par seconde
<b>Consommation</b>	1 mois en acquisition continue (piles Lithium)
<b>Autonomie</b>	Piles Lithium ou Alcalines 19 V
<b>Energie</b>	Cylindre titane
<b>Conteneur étanche</b>	OldOBS 240 kg / Lest 65 kg
<b>Poids</b>	6000m
<b>Profondeur maximale</b>	Commandes de libération
	Acoustique et largeur Ixsea AR 671 CE

<b>Méthode récupération</b>	Commandes de libération Largueur mécanique Aides à la récupération Goniométrie par balise radio VHF interne Novatech OEM Lampes à éclats (flashes internes) Novatech OEM
-----------------------------	--

••• **MicrOBS et MicrOBS+ (Fig. II.9)** - Les MicrOBS ont été développés plus récemment avec pour objectif la réduction du poids et de la taille de l'instrument. Ainsi pour les MicrOBS, l'ensemble de l'instrumentation entre dans une sphère en verre de 13 pouces (soit environ 33 cm). Le poids total de l'instrument est de seulement 20 kg dans l'air auquel il convient d'ajouter les 20 kg du lest au moment de la mise à l'eau.

L'électronique ainsi que l'alimentation, le système de stockage, la balise radio et les flashes sont contenus dans deux demies sphères en verre reposant l'une sur l'autre et dont l'étanchéité est assurée par le travail de la surface de contact, la pression et un vide partiel de la sphère ainsi formée. Des joints ferment cependant l'extérieur de la sphère surtout pour les périodes en surface où la pression hydrostatique est nulle.

En conséquence et pour éviter l'ouverture et le reconditionnement de l'instrument qui restent des opérations délicates à la mer, les MicrOBS sont équipés de packs de batteries rechargeables. La sphère est donc percée d'un premier port de connexion permettant l'alimentation électrique de l'instrument. La récupération des données et la communication avec l'instrument se fait via un deuxième port USB 1.1 permettant d'éviter l'ouverture et la fermeture de la sphère entre les déploiements successifs à la mer. L'intégration dans une même sphère de toute l'électronique du système de libération (grâce à un hydrophone large bande), de l'acquisition des données et des systèmes de récupération (flash et balise radio) réduit significativement le poids et le volume de l'instrument, facilitant grandement sa mise en œuvre.



**Figure II.9.** (a) MicrOBS sur le pont de l'Atalante, (b) : schéma d'un MicrOBS.

Le MicroOBS+ est conçu avec une mémoire de 4 Gb et des batteries supplémentaires qui permettent un déploiement d'environ 4 semaines dont 2 semaines d'enregistrement. Il est renfermé dans une sphère de verre de 15 pouces.

Les caractéristiques techniques des MicroOBS Ifremer sont synthétisées ci-dessous :

<b>Capteurs</b>	3 géophones internes 4,5 Hz Hydrophone High Tech broad band HTI-90-U
<b>Bandes passante</b>	Géophones 4,5 Hz à 1000 kHz Hydrophone 4 Hz à 15 kHz
<b>Analogique /Digital</b>	Cirrus Logic CS5372 24 bits & DSP CS 5376
<b>Pas d'échantillonnage</b>	31.25, 62.5, 100, 125, 250, 500, 1000 Hz
<b>Nombre de voies</b>	De 1 à 4
<b>Précision de l'horloge</b>	TCXO & *8 10-8 synchronisation GPS pré et post-opératoire
<b>Positionnement de l'OBS</b>	10m, par analyse des ondes dans l'eau de tirs de surface en mode haute résolution Par triangulation acoustique (12 kHz) 1° analyse a posteriori des ondes dans l'eau de tirs de surface
<b>Processeur</b>	Persistor CFII Motorola CPU68332
<b>Stockage temporaire</b>	Continue
<b>Mode d'acquisition</b>	Interface USB 1.1 pour relecture sans ouverture du conteneur
<b>Acquisition</b>	2 Go (capacité > possible) carte mémoire «flash»
<b>Stockage</b>	~700 mW pour 4 canaux à 200 échantillons par seconde
<b>Consommation</b>	7 jours en acquisition continue / 14 jours immersion
<b>Autonomie</b>	Rechargeable Lithium-ion (SAFT) 14.4v 16.5 A/H Cylindre titane
<b>Energie</b>	13 inch glass sphere
<b>Conteneur étanche</b>	MicrOBS 20 kg / Lest 17 kg
<b>Poids</b>	5000m
<b>Profondeur maximale</b>	Commandes de libération Acoustique micrOBS (Brevet Auffret/Pelleau #212159, 10/02/2002) Libération de secours en fin de campagne préprogrammé
<b>Méthode récupération</b>	Commandes de libération Largueur mécanique par électrolyse Aides à la récupération Goniométrie par balise radio VHF interne Novatech OEM Lampes à éclats (flashes internes) Novatech OEM

••• **Stations sismologiques portables de type Géostar-version 2000 (Fig. II.10)** - la station sismologique Géostar-2000 est un système d'acquisition numérique 16 bits tri-canaux. Le capteur utilisé est un sismomètre tri-composant « Mark-Product » d'une fréquence de 2 Hz. Sa capacité de stockage permet des enregistrements continus d'événement sur trois mois au plus.



Figure II.10. Station Géostar-2000 utilisée lors de la campagne SPIRAL.

••• **Stations sismologiques portables Geodevice (Fig. II.11)** - La station Geodevice est un système d'acquisition numérique 24 bits tri-composante. Le capteur utilisé est un sismomètre tri-composant DS-A4.



Figure II.11. Stations Geodevice utilisée lors de la campagne SPIRAL.

••• **Stations sismologiques portable Kinometrics(Fig. II.12)** - La station Kinometrics est une station d'acquisition numérique 24 bits uni-composante. Le capteur utilisé est un sismomètre court période (SS1).





Figure II.12. Digitaliseur Quanterra Q330 utilisé lors de la campagne SPIRAL.

### c. Paramètres d'acquisition du profil grand-angle

Le profil d'Annaba (nommé profil GH) présente une orientation N-S et une longueur totale de ~242 km (**Fig. II.3**). Sa partie marine, longue d'environ 117 km, est équipée de 38 OBS et 5 OBH (mono-composante) espacés de 3 km (**Fig. II.3**). Les OBS sont numérotés avec une incrémentation régulière de la marge vers le large. En raison d'un problème technique du largueur de l'OBS GH36, l'OBS GH37 a été déployé dans la position de l'OBS GH36, et de même pour les suivants. Sur la partie terrestre du profil, d'environ 125 km de long, ont été disposées 25 stations sismologiques espacées de 5 km et numérotées de la côte vers le continent (**Fig. II.3**).

Le type, la position géographique ainsi que la profondeur dans l'eau de chaque OBS sont représentés dans le tableau II.1.

Type d'OBS	Latitude (° Nord)	Longitude (° Est)	Profondeur (m)
GH01 OldOBS	37,008	7,7006	114,1
GH02 MicrOBS	37,0325	7,6998	187,7
GH03 MicrOBS	37,0567	7,6994	501
GH04 OldOBS	37,0817	7,6991	919
GH05 MicrOBS+	37,106	7,6984	1398
GH06 MicrOBS	37,1302	7,6983	1278,8
GH07 OldOBS	37,1544	7,6978	1231,7
GH08 MicrOBS+	37,1785	7,6978	1315
GH09 MicrOBS	37,2045	7,6964	1554,3
GH10 MicrOBS	37,2281	7,6964	2094,6
GH11 OldOBS	37,2532	7,6958	2368,6
GH12 MicrOBS+	37,2772	7,6952	2440,6
GH13 MicrOBS	37,3018	7,6946	2504,1
GH14 MicrOBS	37,3271	7,693	2611,6
GH15 OldOBS	37,3504	7,6921	2755,7
GH16 MicrOBS+	37,375	7,6926	2752,9
GH17 MicrOBS	37,3985	7,6921	2746,1
GH18 MicrOBS	37,423	7,6919	2766,5
GH19 OldOBS	37,4478	7,6911	2769,8
GH20 MicrOBS+	37,4726	7,6906	2770,1
GH21 MicrOBS	37,4966	7,69	2768,2
GH22 MicrOBS	37,5217	7,6896	2758,1
GH23 OldOBS	37,546	7,6889	2795,9

GH24 MicrOBS+	37,5702	7,6883	2759
GH25 MicrOBS	37,5943	7,6886	2811
GH26 MicrOBS	37,6189	7,6879	2810
GH27 OldOBS	37,6435	7,6876	2812
GH28 MicrOBS+	37,6677	7,6872	2817,1
GH29 MicrOBS	37,6921	7,6869	2818
GH30 MicrOBS	37,7168	7,686	2820,3
GH31 OldOBS	37,7412	7,6857	2820
GH32 MicrOBS+	37,7657	7,6854	2820,9
GH33 MicrOBS	37,7908	7,6839	2821,9
GH34 MicrOBS	37,8149	7,6836	2823,1
GH35 OBH	37,8396	7,6834	2823
GH37 OBH	37,8641	7,6817	2824,2
GH38 MicrOBS	37,8881	7,6823	2823,4
GH39 OBH	37,913	7,6817	2823,1
GH40 MicrOBS+	37,9364	7,6807	2823,4
GH41 OBH	37,9612	7,6807	2824,6
GH42 MicrOBS	37,9866	7,6803	2824,8
GH43 OBH	38,0103	7,6799	2826,7
GH44 OldOBS	38,0344	7,6792	2826,5

**Tableau II.1.** Coordonnées géographiques des OBS déployés le long de la marge et le bassin profond dans la région d'Annaba durant la campagne SPIRAL.

Le type, la position géographique ainsi que l'élévation de chaque station sont représentés dans le tableau II.2.

N° de la station	Type de la station	Latitude (° Nord)	Longitude (° Est)	Altitude (m)
SP01	Geodevice	36,9499	7,7015	53,9
SP02	Kinematics	36,9161	7,7047	590
SP03	Geostar	36,8623	7,7026	61
SP04	Geodevice	36,8135	7,7047	84
SP05	Kinematics	36,7755	7,6991	10,5
SP06	Geostar	36,7367	7,7029	31,9
SP07	Geodevice	36,6771	7,7101	48,1
SP08	Kinematics	36,6363	7,7089	97,3
SP09	Geostar	36,5956	7,7077	194,7
SP10	Geodevice	36,5475	7,7105	110,8
SP11	Kinematics	36,5004	7,7113	120,8
SP12	Geostar	36,4533	7,7122	128
SP13	Geodevice	36,4096	7,6977	432,2
SP14	Kinematics	36,3658	7,6988	476,8
SP15	Geostar	36,3221	7,7	900
SP16	Geodevice	36,2799	7,7152	998
SP17	Kinematics	36,2312	7,7138	854,6
SP18	Geostar	36,1825	7,7124	1017,8
SP19	Geodevice	36,1335	7,7128	864,5
SP20	Kinematics	36,0956	7,7158	856,9
SP21	Geostar	36,056	7,7188	935
SP22	Geodevice	35,9984	7,7163	849,9

SP23	Kinematics	35,95	7,71	780,6
SP24	Kinematics	35,9006	7,7166	749,6
SP25	Kinematics	35,8766	7,717	775,2

**Tableau II.2.** Coordonnées géographiques des stations à terre déployées dans la partie continentale dans la région d'Annaba durant la campagne SPIRAL.

Le long du profil grand-angle traversant la région d'Annaba, 807 tirs sismiques ont été réalisés. Les coordonnées géographiques ainsi que le temps des premier et dernier tirs sont représentés dans le tableau II.3:

	#tir	Date	Heure	Longitude	Latitude
Premier tir	15	14/10/2009	18:16:59.872	7.7100	38.0575
Dernier tir	824	15/10/2009	07:45:59.872	7.6887	37.0117

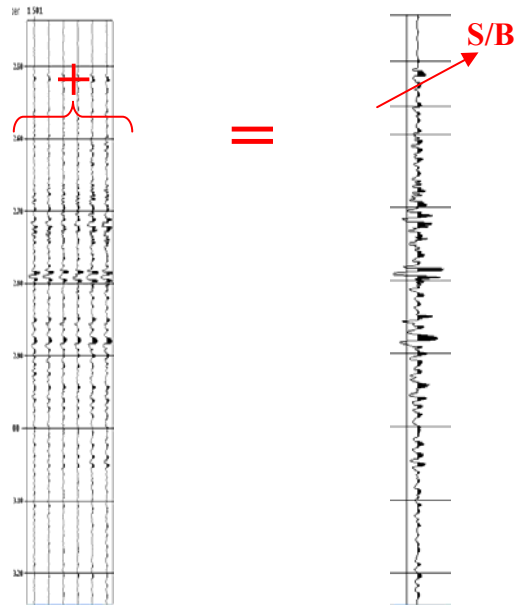
**Tableau II.3.** Coordonnées géographiques et le temps de premier et dernier tirs effectués le long du profil grand-angle d'Annaba.

### 2.1.3. Les données de la sismique réflexion multitrace SPIRAL

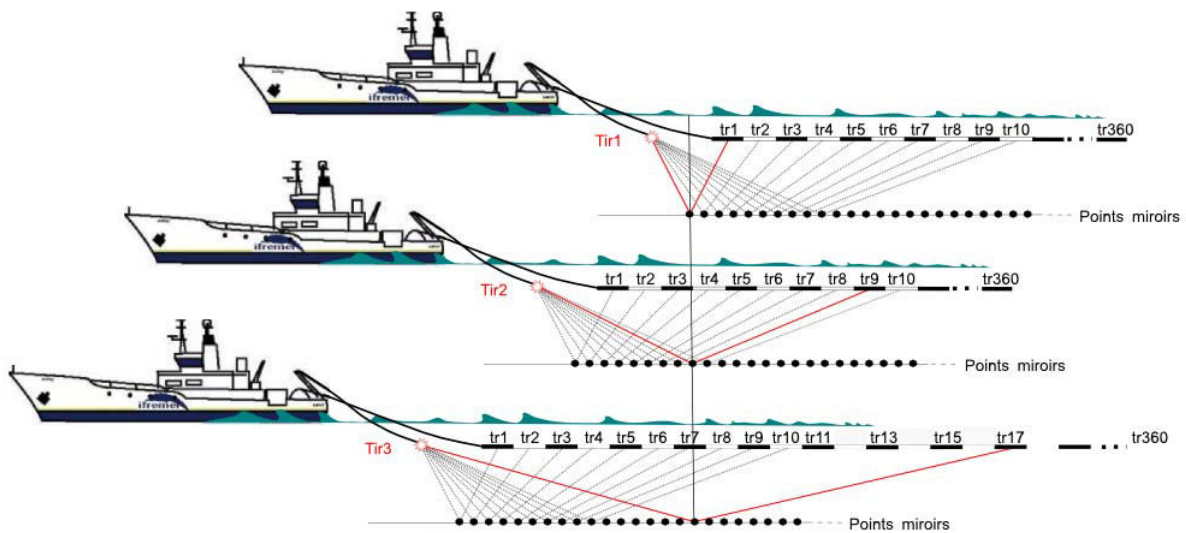
#### a. Principe d'acquisition en couverture multiple

Le signal sismique contenu dans les traces enregistrées lors de l'acquisition est constitué d'une part du signal utile, à savoir les ondes réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol, et d'autre part de bruit, le signal utile étant parfois masqué par du bruit de plus forte amplitude. Dans le but de réduire le bruit, on enregistre plusieurs traces réfléchies en un même point de réflexion nommé *point-miroir* (CMP pour Common Mid-Point), puis on additionne ces traces lors du traitement des données (**Fig. II.13**). Les signaux réfléchis, en phase, sont amplifiés lors de la sommation. Le bruit, réparti de manière aléatoire le long des traces sismiques, est quant à lui réduit lors de la sommation. C'est le principe de la *sommation en couverture multiple*, basé sur la redondance des données acquises.

En mer, l'enregistrement de plusieurs traces en un même point-miroir nécessite une géométrie d'acquisition dite « en couverture multiple » dont le principe est le suivant : le navire tracte derrière lui plusieurs récepteurs formant la flûte sismique (**Fig. II.14**). A chaque tir, chaque récepteur de la flûte appelé « trace » enregistre indépendamment une trace sismique réfléchie à mi-distance entre la source et le milieu de la trace, matérialisée par la position des point-miroirs sur la figure **II.14**. Le bateau avançant le long du profil, et la cadence de tir étant régulière, le système source-récepteur se décale d'une distance constante entre deux tirs, de sorte qu'un même CMP est enregistré plusieurs fois lors des tirs successifs (**Fig. II.14**).



**Figure II. 13.** Principe d'addition de plusieurs traces réfléchies en un même point de réflexion (même point miroir).



**Figure II.14.** Principe de l'acquisition en couverture multiple en sismique réflexion marine. La flûte sismique contient ici 360 récepteurs (360 traces) qui enregistrent chacune à chaque tir une trace sismique réfléchie à mi-distance entre la source et le milieu du récepteur de la flûte considéré. Lors de tirs successifs, plusieurs traces sismiques sont réfléchies en un même point de réflexion nommé point-miroir (trajets réfléchis en rouge). Ces traces contiennent la même information et pourront être sommées lors du traitement pour améliorer le rapport signal/bruit (**Fig. II.13**).

Le nombre de traces réfléchies en un même CMP correspond à la *couverture*, nommée « C » et définie comme suit :

$$C = \frac{N \cdot dTR}{2 \cdot dtirs}$$

Avec N : nombre de traces sur la flûte

dTR : Longueur des traces de la flûte

dtirs : distance entre tirs

Durant de la campagne SPIRAL, 3 configurations avec des couvertures différentes ont été adoptées en fonction des profils acquis au cours des deux Legs (**Tab. II.4**).

La configuration 1, choisie pour le Leg1, offre la couverture la plus élevée (45) au détriment de la puissance de tir, donnée ici par le volume de la source. Cette couverture élevée permet d'effectuer certains traitements qui ne seraient pas compatibles avec une couverture plus faible. 21 profils (Spi1 à Spi21) ont été enregistrés le long de la marge avec cette configuration (lignes rouges sur la **Fig. II.1**).

La configuration 2, correspond aux profils enregistrés durant le Leg2 le long des grands transects de sismique grand-angle (**Fig. II.1**), la flûte ayant été déployée durant les tirs de grand-angle. Pour ces profils, la faible couverture (15) est compensée par une forte puissance de tirs, l'énergie réfléchie pour l'ensemble des traces d'un même CMP étant globalement équivalente à la configuration 1. Toutefois, la très faible couverture réduit largement les possibilités de traitement des données. Un profil a été enregistré simultanément avec l'acquisition grand-angle sur trois transects (Tipaza, Kabylie et Jijel). Dans la région d'Annaba, en raison des mauvaises conditions météorologiques, le bateau de surveillance n'a pas pu être présent et la flûte sismique n'a donc pas pu être déployée le long du profil grand-angle.

Enfin, la configuration 3, utilisée pour l'acquisition de 4 profils complémentaires du Leg2 offre une couverture et une puissance de tirs intermédiaires (lignes jaune qui ne coïncident pas avec les transects grand-angle, **Fig. II.1**).

Tous les profils de SMT-SPIRAL du secteur d'Annaba ont été tirés durant le Leg1, et correspondent donc à la configuration 1 d'acquisition.

	<b>Configuration 1</b>	<b>Configuration 2</b>	<b>Configuration 3</b>
<b>Nom des profils</b>	Spi01 à Spi21	Spi 22, Spi23 et Spi24	Spi24, Spi26, Spi27, Spi28
<b>Nombre de traces</b>	360	360	360
<b>Longueur des traces</b>	12.5 m	12.5 m	12.5 m
<b>Distance entre tirs</b>	50 m	150 m	90 m
<b>Vitesse du navire</b>	4.85 nœuds	4.85 nœuds	4.85 nœuds
<b>Cadence des tirs</b>	20 s	60 s	35 s
<b>Volume source</b>	3040 in <sup>3</sup>	8909 in <sup>3</sup>	5431 in <sup>3</sup>
<b>Débit compresseur</b>	1255 m <sup>3</sup> /h	1225 m <sup>3</sup> /h	1282 m <sup>3</sup> /h
<b>Couverture</b>	45	15	33

**Tableau II.4.** Configuration du dispositif et paramètre d'acquisition adoptés au cours de la campagne SPIRAL. Les profils du secteur d'Annaba ont tous été acquis avec la Configuration 1 (en bleu dans le tableau).



## b. Source SMT SPIRAL

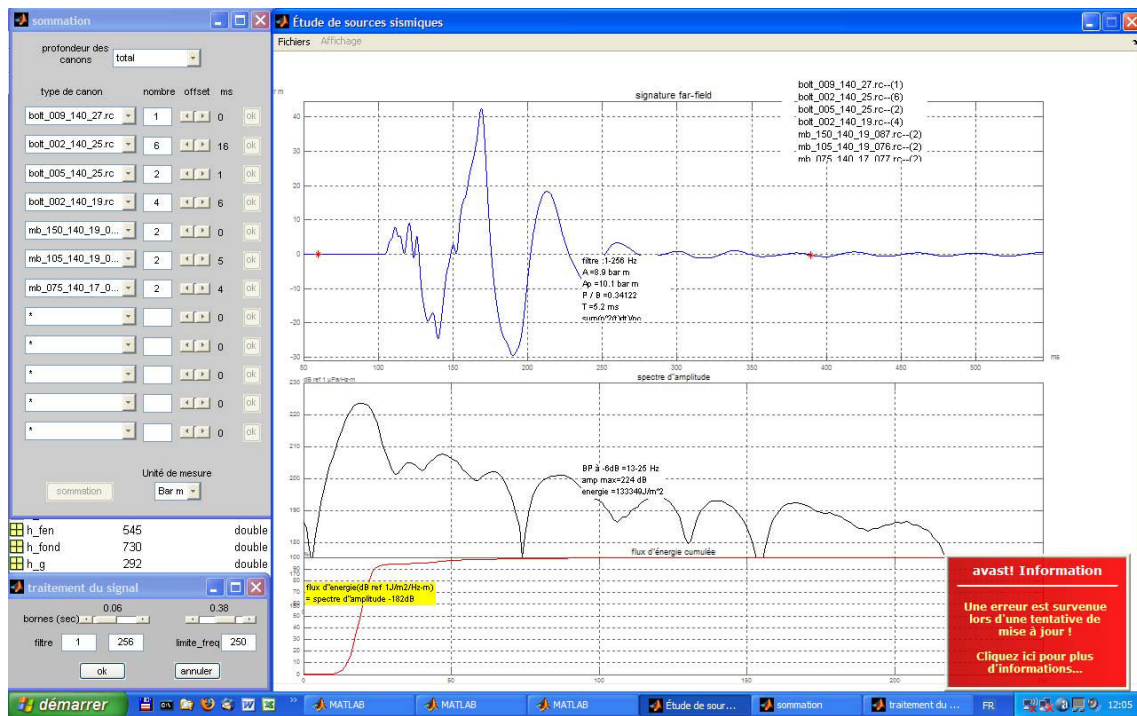
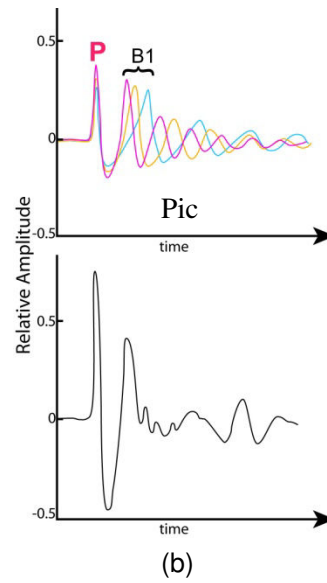
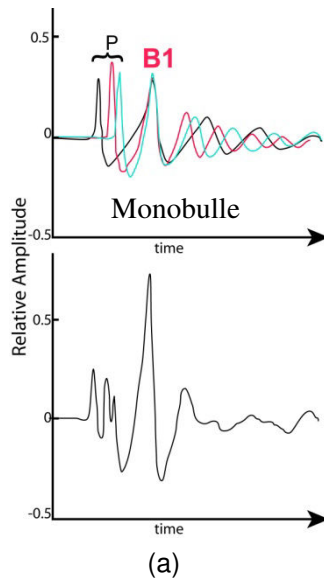
### Signal « Pic » et Signal « Monobulle »

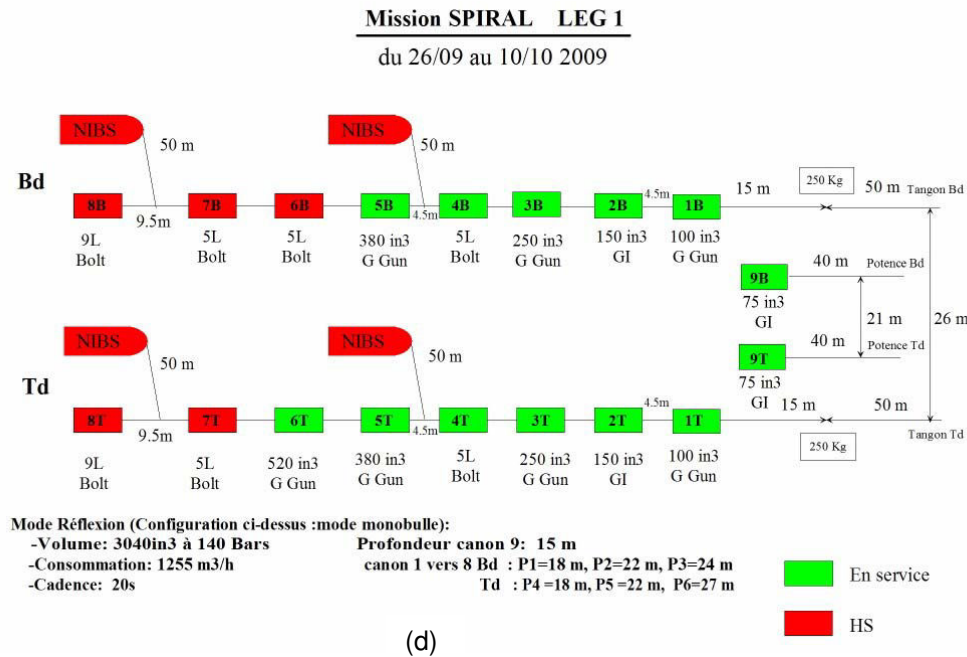
En sismique réflexion, il est nécessaire d'avoir un signal-source impulsionnel pour garantir une bonne résolution verticale des sections sismiques, sur lesquelles une interface du sous-sol doit correspondre sur le profil à un réflecteur si possible unique. Or par nature, le signal d'un canon à air n'est pas impulsionnel, car il est constitué d'une impulsion correspondant à l'explosion du canon, suivi de plusieurs impulsions d'amplitudes décroissantes correspondant aux oscillations de la bulle générées dans l'eau par le tir (**Fig. II.15**).

Pour obtenir une source de forte énergie, pénétrante, on somme les signaux de plusieurs canons. Pour que ce signal-source soit le plus impulsionnel possible, on choisira, pour construire la source, des canons de signatures différentes (en jouant sur leur profondeur d'immersion et leur volume), de façon à ce que seul un des pulses du signal soit en phase d'un canon à l'autre, les autres pulses étant atténués lors de la sommation (**Fig. II.15**). Cette synchronisation se fait soit sur la première oscillation de bulle (**Fig. II.15a**), soit sur le pic d'explosion du canon (**Fig. II.15b**) ; le pulse d'explosion du canon est plus haute-fréquence que celui de la bulle. Ainsi, pour une synchronisation sur l'explosion du canon (signal « pic »), on générera un signal relativement haute-fréquence, de meilleure résolution et de plus faible pénétration. Pour une synchronisation sur l'oscillation de bulle (signal « monobulle »), on favorisera au contraire la pénétration au détriment de la résolution (**Avedick et al., 1993**). On choisira la source en fonction des objectifs à imager de la campagne.

Durant la campagne SPIRAL, La source *monobulle*, plus pénétrante, a été choisie pour l'acquisition du Leg1, dans le but d'imager les structures sous le sel Messinien, qui agit comme un écran vis à vis de la propagation des ondes. Par contre, la source *pic*, caractérisée par un premier pulse très stable d'un tir à l'autre et de forte amplitude est mieux adaptée au pointé précis des temps d'arrivée en sismique grand-angle, a été utilisée pour l'acquisition du Leg2.

Chacune des 3 configurations était associée à des paramètres différents de la source résumés dans le tableau II.5.





**Figure II.15.** Synchronisation des canons pour la construction du signal-source en SMT. Le signal source est fourni par un ensemble de canons synchronisés (a) sur la première oscillation de la bulle dans le cas de la source « monobulle » et (b) sur le signal initial dans le cas de la source « pic ». En haut, le signal de chaque canon (en couleurs différentes) ; En bas, la somme des signaux des canons (B1 : oscillation de la première bulle, P : Pic). (c) Signal-source réel utilisé durant le leg 1 de la campagne SPIRAL, ici visualisé sur le moniteur du laboratoire d'acquisition (haut : signal-source, centre : spectre en fréquences correspondant, bas : énergie du signal), correspondant à la sommation de 13 canons disposés à l'arrière du bateau selon la géométrie montrée en (d).

	<b>Leg1</b>	<b>Leg2</b>	<b>Leg2</b>
<b>Source utilisée</b>	Source monobulle	Source pic	Source pic
<b>Type d'acquisition</b>	Acquisition SMT	Acquisition SGA	Acquisition SMT
<b>Nombre de canon</b>	13 canons de différents volume (2.5 l, 4 l, 5 l, ...)	10 (8 de 16 l et 2 de 9 l)	6 (5 de 16 l et 1 de 9 l)
<b>Volume total</b>	50 l	146 l	89 l
<b>Cadence de tirs</b>	20 s (50 m)	60 s (150 m)	35 s (90 m)

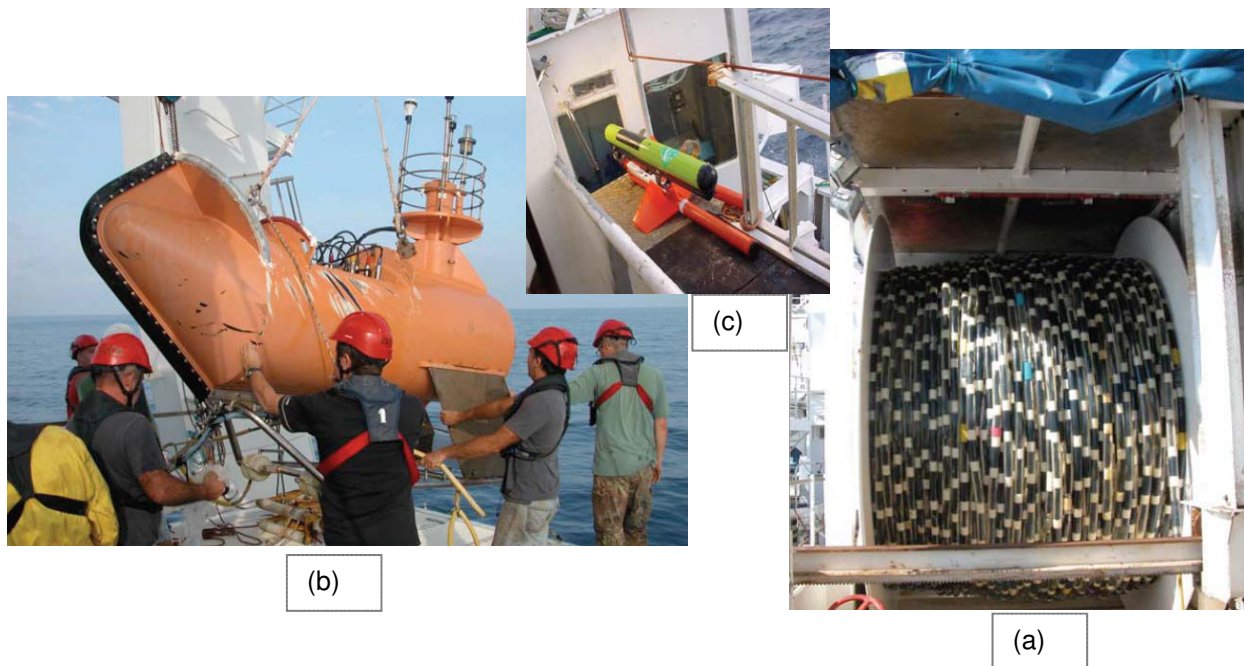
**Tableau II.5.** Différents paramètres de la source utilisée durant la campagne SPIRAL. Les caractéristiques de la source utilisée pour l'acquisition des profils du secteur d'Annaba sont indiquées en bleu (Leg1).

### c. Récepteur : flûte numérique 360-traces

L'enregistrement des données SMT-SPIRAL a été effectué à l'aide du système SERCEL d'acquisition des données sismique multitrace de l'IFREMER, qui inclut le récepteur lui-même ainsi que le système de contrôle et d'acquisition numérique des données, disposé dans un container à bord du navire.

La flûte, d'une longueur de 5000 m, est composée de 4500 m de sections actives formées de 360 traces espacées de 12.5 m, au sein desquelles les hydrophones captant le signal sont répartis régulièrement (**Fig. II.16a**). En tête des sections actives, une section-amortisseur permet d'éviter que les à-coups des déplacements du bateau ne génèrent du bruit sur la flûte. A l'arrière, une section inactive et un nylon de queue permettent de stabiliser la flûte, et une bouée de queue (**Fig. II.16b**) permet d'une part de signaler la fin du système par un flash, et d'autre part permet d'enregistrer la position de la terminaison du récepteur à chaque tir, grâce à un GPS intégré. Le long de la flûte, 16 avions (**Fig. II.16c**), disposés à intervalles réguliers, permettent de contrôler la profondeur de la flûte en temps réel depuis le laboratoire d'acquisition, et donnent un positionnement relatif par rapport au bateau grâce aux gyrocompas dont ils sont équipés.

Le signal acoustique, de type analogique, est reçu par les hydrophones et numérisé en temps réel à l'aide d'une carte intégrée à la flûte au niveau de chaque trace, avec un pas d'échantillonnage de 4 ms et une longueur d'écoute de 15 s.



**Figure II.16.** Dispositif récepteur pendant l'acquisition des données SMT. (a) Flûte sismique d'IFREMER, (b) bouée de queue et (c) exemple d'un avion monté le long de la flûte.

#### d. Profils enregistrés dans la région d'Annaba durant la campagne SPIRAL

4 Profils de sismique multitrace ont été collectés dans la région d'Annaba en utilisant la source *monobulle*, dont les différentes caractéristiques d'acquisition sont regroupées dans le tableau II.6.

Nom du profil	Nombre de CMP	Nombre de tirs
<b>Spi18</b>	17694	2175
<b>Spi19</b>	10790	1380
<b>Spi20</b>	11706	1524
<b>Spi21</b>	12943	1678

**Tableau II.6.** Caractéristiques d'acquisition des lignes SMT enregistrés le long de la région Annaba durant la campagne SPIRAL.

## 2.2. Acquisition des données gravimétriques et magnétiques

### 2.2.1. Paramètres d'acquisition des données gravimétriques SPIRAL

Le gravimètre Lockheed Martin BGM-5 (**Fig. II.17**), utilisé lors de la campagne SPIRAL, était situé à un point bas et central du navire afin de limiter les accélérations dues aux mouvements du navire. Une mesure de gravité brute est fournie par l'appareil après filtrage, toutes les 10 s.

Les données acquises ont été rattachées au réseau gravimétrique absolu du CRAAG via un point de référence (Gréf) situé dans le port d'Oran (pour localisation, voir **Fig. II.1**). Le rattachement a été effectué à l'aide d'un gravimètre terrestre, de type Scintrex CG3.

Le fichier de données issu de BGM-5 comporte les valeurs de la correction d'Eötvös, l'anomalie à l'air libre et l'anomalie de Bouguer simple avec une précision évaluée à 1mGal, et une dérive de l'ordre de 2mGal/mois.



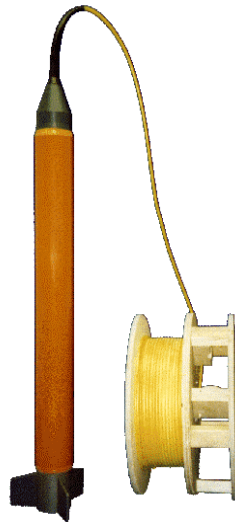
**Figure II.17.** Rattachement du gravimètre Lockheed Martin BGM-5 (boîtier noir) avec le gravimètre Scintrex (CG3).

### 2.2.2. Paramètres d'acquisition des données magnétiques SPIRAL

Le magnétomètre SeaSPY (**Fig. II.18**) utilisé lors de la campagne SPIRAL mesure l'intensité totale du champ magnétique terrestre, avec une précision de l'ordre de 0.2 nT. L'appareil est constitué d'un capteur immergé remorqué, d'un câble de liaison « pont », d'un



câble coaxial électro-porteur, d'un boîtier interface RS232 et d'une alimentation, relié à un PC. Le capteur doit être éloigné du navire support afin que l'influence du magnétisme du navire soit négligeable par rapport au bruit de mesure. Durant l'acquisition SPIRAL, le capteur est placé derrière la bouée de queue de la flûte sismique, à ~4600 m du navire. L'intensité du champ magnétique terrestre est enregistrée avec une fréquence de mesure de 60s.



**Figure II.18.** Le magnétomètre SeaSPY utilisé durant la campagne SPIRAL.

### 3- Traitement des données sismiques

Le traitement des données sismiques consiste à améliorer le rapport signal/bruit des données, la résolution de l'image et la pénétration du signal sismique. Les réflecteurs des profils SMT et les arrivées réfléchies et réfractées des sections grand-angle sont ainsi plus nets et plus continus, facilitant leur identification et leur interprétation.

#### 3.1. Sismique grand-angle

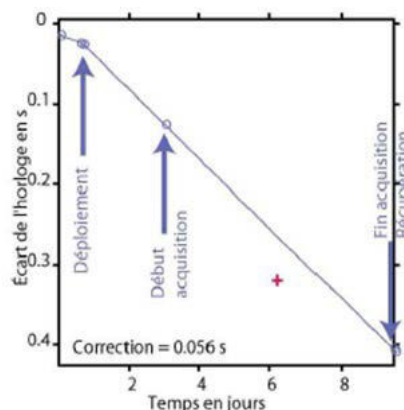
A partir des données de sismique grand-angle, notre objectif final est de modéliser, le long du profil 2D donné par les tirs et les récepteurs, la répartition des vitesses de propagation des ondes P et S en fonction de la profondeur permettant de rendre compte des temps d'arrivées mesurés entre une source et un récepteur de positions connues. Il est donc essentiel :

- de connaître aussi précisément que possible les positions des tirs et des récepteurs,
- d'optimiser le rapport signal/bruit des données pour identifier et pointer au mieux les temps d'arrivée des différentes ondes réfractées et réfléchies enregistrées sur les sections sismiques.

Ce sont les objectifs des étapes du traitement des données décrites ci-dessous.

##### 3.1.1. Correction d'horloge de l'OBS

La correction d'horloge consiste à corriger les temps enregistrés de la dérive de l'horloge interne de l'OBS par rapport à celle de GPS représentant le temps absolu. Cette correction permet de connaître le temps d'arrivée exact des ondes réfléchies et réfractées enregistrées. Pour calculer la dérive de l'horloge, on calcule la différence de temps donné par les horloges GPS et de l'OBS avant le déploiement et après la récupération de l'instrument (**Fig. II.19**). La dérive étant supposée linéaire, on peut la déduire pour l'ensemble de l'acquisition, et effectuer pour chaque tir la correction adéquate.

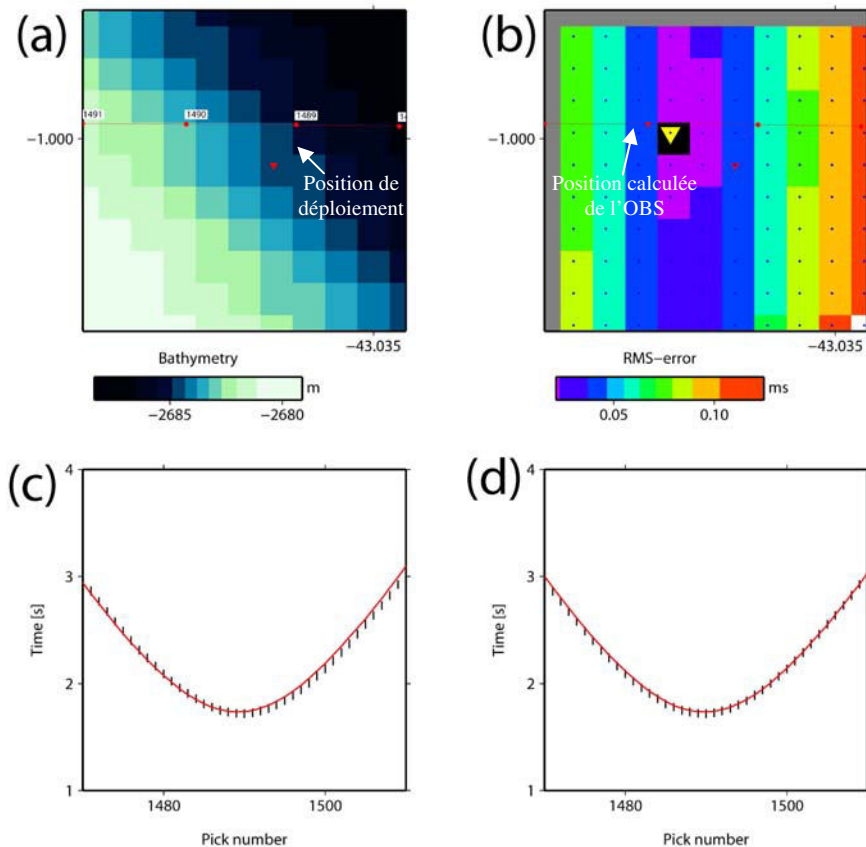


**Figure II.19.** Exemple de calcul de dérive de l'horloge : Dans cet exemple, l'horloge interne de l'OBS a dérivé linéairement de 0.056 s durant l'acquisition.

### 3.1.2. Relocalisation des OBS

La première position des OBS donnée par l'équipe sur le bateau correspond aux coordonnées relevées lors de la mise à l'eau. Cette position est approximative car l'OBS dérive en descendant sur le fond. Il est nécessaire de calculer la position exacte des OBS pour connaître précisément pour chaque tir la distance source-récepteur, et la position du récepteur par rapport au profil 2D le long duquel les données seront modélisées.

Pour cela on utilise (1) la bathymétrie dans le secteur de déploiement de l'OBS (**Fig. II.20a**), (2) la position des tirs (**Fig. II.20a**), (3) les temps d'arrivées mesurés de l'onde directe entre la source et le récepteur (**Fig. II.20c**), et (4) la vitesse de propagation des ondes dans l'eau. Le principe de relocalisation consiste à pointer le temps d'arrivée de l'onde directe sur les données et à le comparer à celui de l'arrivée théorique calculé à partir des données bathymétriques. La position de l'OBS est ajustée de manière à minimiser l'erreur quadratique moyenne (RMS) entre les temps d'arrivées calculés et mesurés (**Fig. II.20b et d**).



**Figure II.20.** Exemple de relocalisation de la position d'un OBS sur le fond marin durant la campagne SPIRAL. (a) bathymétrie de la région et position de l'instrument (triangle rouge) et des tirs (points rouges), (b) erreur quadratique moyenne entre les temps d'arrivée calculés et pointés avec position de déploiement (triangle rouge) et la position calculée de l'OBS donnant l'erreur minimale (triangle jaune), (c) et (d) temps d'arrivée pointés (barres noires) et calculés (ligne rouge) de l'onde directe pour la position de déploiement (c) et pour la position corrigée de l'OBS (d).

### 3.1.3. Amélioration du rapport signal/bruit

Le signal sismique enregistré par les récepteurs (OBS et stations à terre) est constitué des signaux réfléchis et réfractés recherchés, auxquels s'ajoute du bruit. Ce bruit peut avoir des origines diverses (réflexions à la surface, bruit ambiant, réponse du récepteur, signal lié à la signature de la source, multiple, etc...). Nous cherchons ici à améliorer le rapport signal/bruit pour faciliter l'identification et le pointé des différentes arrivées sur les sections sismiques, notamment à grand offset où l'amplitude du signal diminue. Cette étape reste primordiale en vue de l'application de la modélisation et l'inversion des temps de trajet, dans le but d'exploiter le maximum d'information enregistrée par les récepteurs jusqu'aux plus grands offsets.

Cette étape du traitement a été effectuée au laboratoire Géoazur, en appliquant les codes de calculs développés par Stéphane OPERTO (Directeur de recherche CNRS à Géoazur). La chaîne de traitement est constituée de 4 étapes : Debias, déconvolution spectrale, filtrage en fréquence et égalisation dynamique.

**Debias** - Cette opération permet de centrer la trace de manière à ce que la moyenne des amplitudes positives et négatives soit égale à zéro. Cette étape permet de s'affranchir de l'apparition d'éventuels artefacts dans la suite du traitement.

**Blanchiment (Déconvolution spectrale)** - Cette opération vise à normaliser et aplatir le spectre d'amplitude des données, afin de rendre le signal impulsionnel pour un pointé des temps d'arrivée plus précis.

**Filtrage en fréquence (Butterworth)** - Le but de cette opération est d'améliorer le rapport signal/bruit en atténuant les hautes fréquences (bruit de fond) situées en dehors de la bande passante utile du spectre contenant les ondes réfléchies et réfractées, ce qui facilite le pointé des temps d'arrivées. Les paramètres du filtre sont déterminés à partir de l'analyse de la bande spectrale passante des signaux. Dans notre cas, un filtre passe-bande 4-18 Hz a été appliqué aux données (OBS et stations à terre).

**Egalisation dynamique (Automatic Gain Control)** - Ce traitement consiste à normaliser l'amplitude des différentes arrivées sismiques le long d'une trace en fonction du temps, afin d'uniformiser les amplitudes des ondes et d'améliorer la lisibilité des arrivées de faible amplitude. Les amplitudes des différentes arrivées sismiques sont normalisées par le jeu de fenêtres glissantes de 2 secondes dans notre cas, avec un recouvrement de 1 seconde. Bien que l'application de l'AGC se traduise par une uniformisation du bruit, également rehaussé, ce gain permet une meilleure identification des arrivées de faible amplitude enregistrées à grand offset.

### 3.1.4. Représentation graphique des données

Les sections sismiques traitées sont représentées dans le domaine (x,t) où « x » correspond à la distance source-récepteur, et « t » au temps de propagation de l'onde mesuré par rapport à l'instant du tir (**Fig. II.21**). Ce temps correspond en fait à un temps réduit, associé à une vitesse de réduction appliquée aux données, selon la formule :

$$t_r = t - (x/v_r)$$

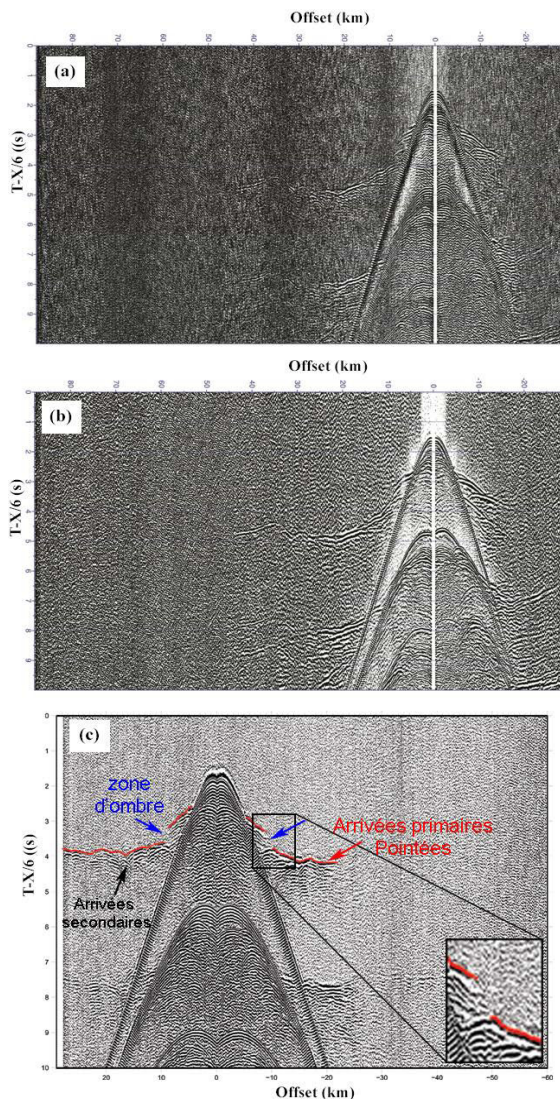
Avec :  $t_r$  - temps réduit,

$t$  - temps réel,

$x$  - distance horizontale source-récepteur,

$v_r$  - vitesse de réduction (6 km/s dans notre cas).

En utilisant cet artifice, une onde qui se propage à la vitesse de 6 km/s est représentée par une hodochrone horizontale sur la section sismique, les ondes se propageant à des vitesses inférieures ou supérieures à 6 km/s étant représentées par des hodochrones de pentes respectivement positives et négatives. On peut ainsi rapidement distinguer les arrivées sédimentaires, crustales et mantelliques.



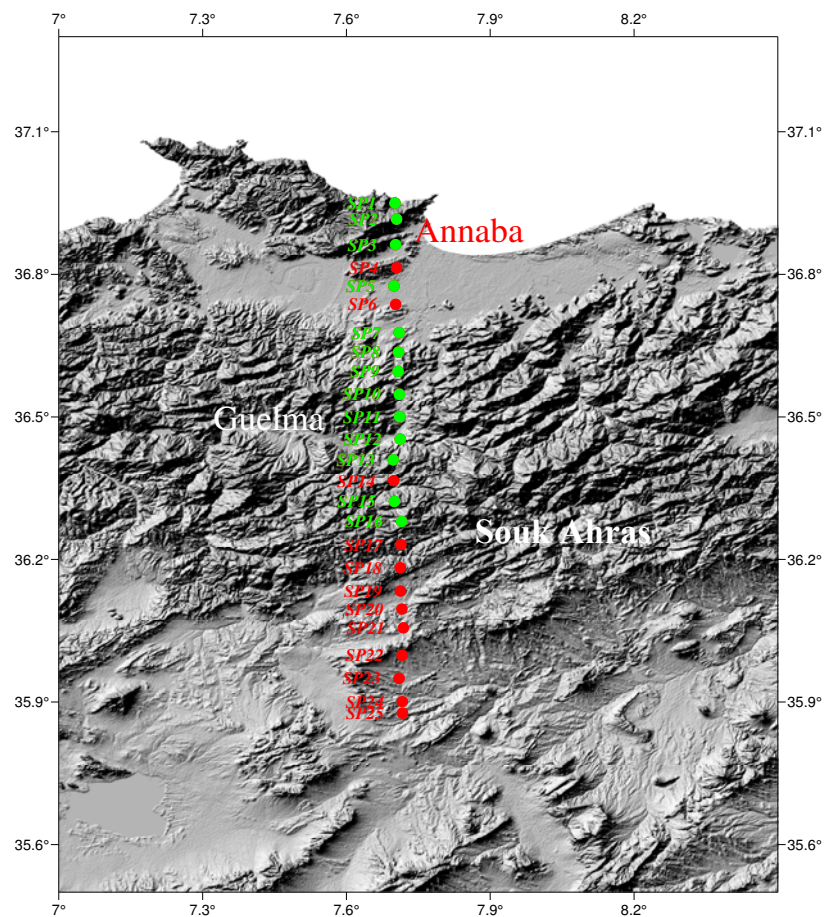
**Figure II.21.** (a) données brutes de l'OBS GH12, (b) données après application de la chaîne de traitement incluant debias, déconvolution spectrale, filtrage en fréquence et égalisation dynamique et (c) OBS GH34, avec le pointé des premières arrivées (en rouge). Les secondes arrivées sont observées le long de la section OBS (exemple, la flèche noire), aussi on constate la présence d'une zone d'ombre, indiquée par des flèches bleues. Dans cette zone (zoom du cadre noir aucune donnée n'est observée).



### 3.1.5. Qualité des données

**Offshore** - Tous les OBS ont enregistré des données utilisables et seul un OBS (GH14) n'a pu être récupéré (perdu lors de l'acquisition et retrouvé 15 mois plus tard dans les eaux Italiennes avec des données non utilisables). L'ensemble de données acquises le long du profil GH dans sa partie marine est de bonne qualité, aussi bien sur la composante hydrophone que géophone.

**Onshore** - sur les 25 stations sismologique déployées le long de la partie continentale du profil d'Annaba, seules 13 stations ont enregistré un signal utilisable, il s'agit des stations localisées entre la ligne de côte et 80 km vers le sud de cette dite ligne (**Fig. II.22**). L'absence du signal au-delà de la station SP16 n'est pas reliée au mauvais fonctionnement des instruments de mesure, mais probablement à la grande distance source-récepteur et à la structure géologique complexe qui affecte la propagation des ondes sismiques.



**Figure II.22.** Stations à terre ayant enregistré un signal exploitable (en vert). L'absence de signal sur les autres stations (en rouge) n'est pas due au dysfonctionnement des instruments de mesure, mais probablement à la structure géologique complexe qui affecte la propagation des ondes sismiques.

## 3.2. Modélisation des données sismique grand-angle

L'utilisation des équations de propagation des ondes et la détermination des temps de trajet permettent de quantifier les vitesses des ondes sismiques dans le milieu traversé. Le but

est d'obtenir une image 2D des vitesses de propagation des ondes sismiques (P et/ou S) le long du profil, à partir de temps de trajet mesurés. Le modèle ainsi obtenu permet d'accéder indirectement à la structure géologique en profondeur. Dans cette partie, j'ai appliqué deux approches géophysiques complémentaires traditionnellement utilisées en sismique grand-angle ; (1) une tomographie des premières arrivées basée sur la résolution du problème inverse (**Korenaga et al., 2000**) et (2) une modélisation par essais-erreurs basée sur la résolution du problème direct (**Zelt, 1999**).

### 3.2.1. Tomographie sismique des premières arrivées (ondes P)

#### a. Principe de la méthode

La *tomographie des premières arrivées* (ondes réfractées) permet la construction des structures de vitesse de grande longueur d'onde le long du profil, jusqu'à des profondeurs de ~25 km dans notre cas. La modélisation est réalisée lors d'itérations successives par inversion tomographique des temps de trajet des premières arrivées (**Korenaga et al., 2000**) préalablement pointées sur l'ensemble des OBS du profil (**Fig. II.21c**). Lors des itérations successives de l'inversion, un modèle de vitesse initial défini par le modélisateur est progressivement modifié jusqu'à ce que les temps d'arrivée calculés correspondent aux temps d'arrivée pointés.

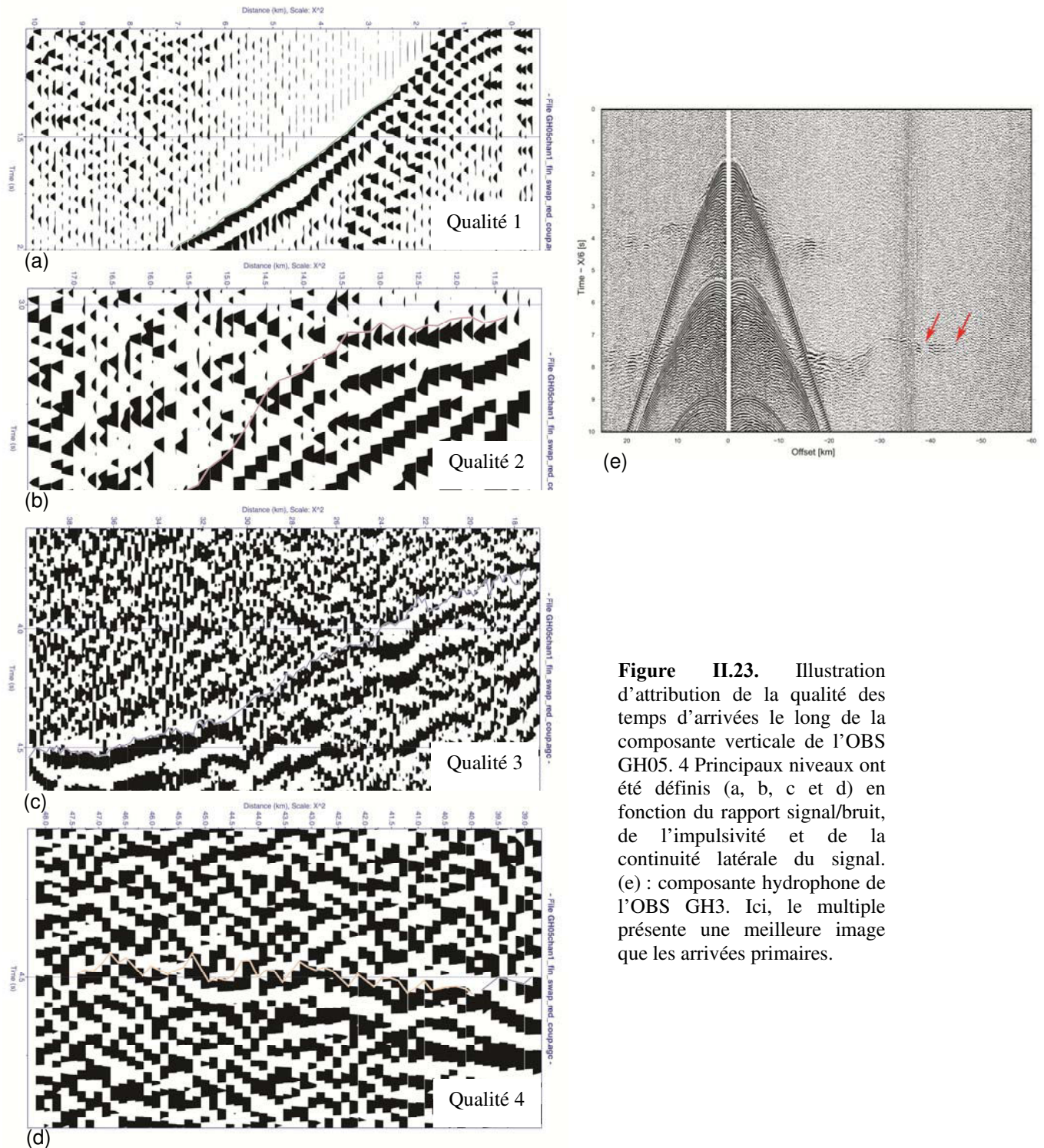
Le résultat est un modèle de vitesse lisse. Bien qu'il soit de faible résolution, il présente l'avantage d'être relativement objectif, puisque le modélisateur n'intervient que pour pointer les arrivées, et fixer le modèle de vitesse initial et les paramètres de la modélisation. L'opérateur n'a notamment aucun a priori sur la provenance des arrivées de telle ou telle couche du modèle de vitesse, contrairement à la méthode « forward » que nous mettrons en œuvre par la suite.

#### b. Le pointé des premières arrivées

Le pointé est une étape très importante dans la modélisation sismique grand-angle, parce qu'elle conditionne la première approximation du champ de vitesse du milieu et l'interprétation qui influe sur le modèle final.

A chaque pointé est attribué un poids, en fonction de sa qualité. Quatre niveaux de qualité ont ainsi été définis en fonction du rapport signal/bruit, de l'impulsivité et de la continuité latérale du signal. Pour les arrivées les plus claires, impulsives, à petits offsets et avec une bonne cohérence latérale, j'ai assigné un niveau de qualité 1 (**Fig. II.23a**). A mesure que le rapport

signal/bruit se dégrade, le critère de qualité croît jusqu'à 4 pour les arrivées bruitées et les moins impulsives, à grands offsets et avec une mauvaise cohérence latérale.



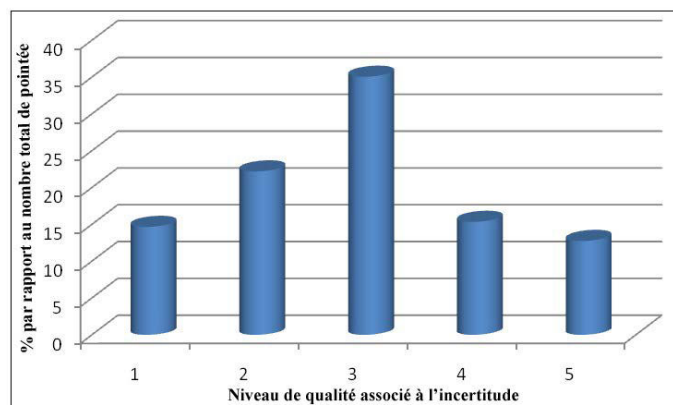
A chaque niveau de qualité est associée une incertitude. Cette dernière est définie comme étant la valeur de la variation de la linéarité de la droite qui passe par les pointés. L'incertitude associée à chaque niveau de qualité a été estimée à partir de trois OBS situés au début de



profil, en fin de profil, et en position intermédiaire (GH05, GH42 et GH18). On obtient les incertitudes suivantes :

- niveau 1 : double de pas d'échantillonnage, soit 0.016 s,
- niveau 2 : 0.035 s,
- niveau 3 : 0.07 s,
- niveau 4 : 0.1 s.

Pour les arrivées observées à grand offset, le signal des multiples est parfois plus clair que celui des premières arrivées, et donc permet un pointé plus précis (**Fig. II.23e**). Les multiples ont alors été pointés ; leur décalage avec les premières arrivées a ensuite été calculé puis soustrait aux pointés des multiples pour être repositionnés en première arrivée. A ces temps d'arrivée recalculés, j'ai associé un niveau de qualité 5, avec une incertitude estimée à 0.13 s. La base de données compte plus de ~17500 pointés, dont 14,7% avec une faible incertitude (0.016 s), et 72.6% avec des incertitudes moyennes (0.035 à 0.1 s). Finalement les 12.7 % restant des données montrent des incertitudes de 0.13 s, ces arrivées correspondant aux tirs enregistrés à grande distance des OBS (**Fig. II.24**).



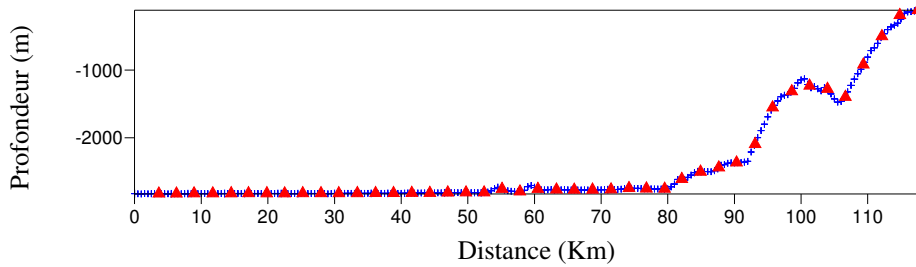
**Figure II.24.** Distribution statistique des niveaux d'incertitude de données pointées. Ces incertitudes sont associées aux niveaux de qualité illustrés dans la **Fig. II.23**.

### c. Modélisation inverse

La modélisation inverse a été effectuée en deux temps. J'ai d'abord modélisé la partie marine du profil, en utilisant uniquement les OBS, puis j'ai ajouté la partie terrestre en intégrant les pointés des stations à terre. Le premier point de tir, dont les coordonnées géographiques sont 7.71° Est (longitude) et 38.0575° Nord (latitude) a été choisi comme origine du modèle (KM-0, **Fig. II.25**).

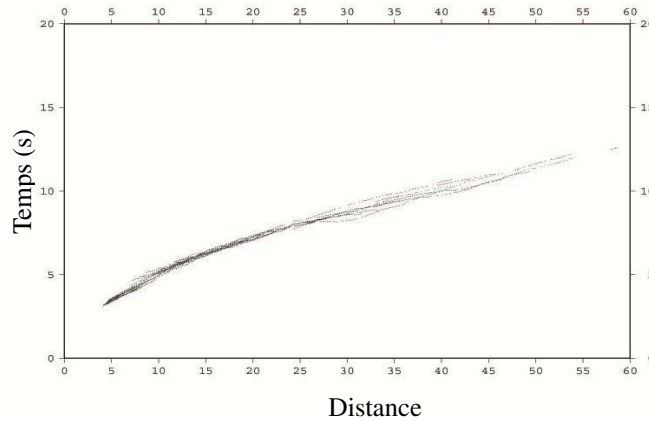
•• **Modèle de vitesse initial** - Pour s'affranchir de l'influence des réponses de la partie marge du profil sur la partie bassin durant la modélisation et inversement, deux modèles initiaux ont été produits, l'un représentatif de la structure en vitesse du bassin et l'autre de la marge. Ces

modèles initiaux sont établis à partir des pointés de plusieurs OBS voisins, afin de définir un modèle de vitesse 1D rendant compte des temps d'arrivée moyennés pour ces OBS, le modèle 1D étant ensuite étendu à l'ensemble du profil.



**Figure II.25.** Bathymétrie le long du profil d'Annaba (en bleu), et position des différents OBS déployés le long du profil (triangles rouges) repérés par rapport au premier tir défini comme origine du profil. La bathymétrie a été nettoyée des pics isolés et des valeurs aberrantes et ré-échantillonnée à 0.5 km.

Le calcul du modèle initial « bassin profond » s'appuie sur les données de 10 OBS (GH34 à GH44), dont les pointés des premières arrivées sont représentés sur la figure II.26.



**Figure II.26.** Temps de trajet des premières arrivées de 10 OBS (partie bassin) en fonction de l'offset.

Les vitesses de couches du modèle 1D sont déterminées à partir de l'inverse des pentes. Leurs épaisseurs sont déterminées à partir de la loi des intercepts donnée par la relation suivante :

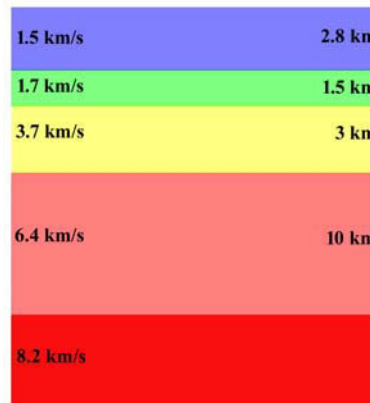
$$T = I_j + \frac{x}{v_n} \quad \dots\dots\dots(1)$$

$$\text{Avec : } I_j = \sum_{j=1}^{n-1} 2h_j \frac{\sqrt{v_n^2 - v_j^2}}{v_n v_j} \quad \dots\dots\dots(2)$$

Où :  $h_j$  - Epaisseur de la j<sup>ème</sup> couche,  
 $v_n$  et  $v_j$  - Vitesses de la n<sup>ème</sup> et j<sup>ème</sup> couches respectivement,  
 $I_j$  - Intercept de la j<sup>ème</sup> couche (l'intersection de la pente de vitesse avec le temps de trajet),  
 $T$  - Temps de trajet des premières arrivées refractées.

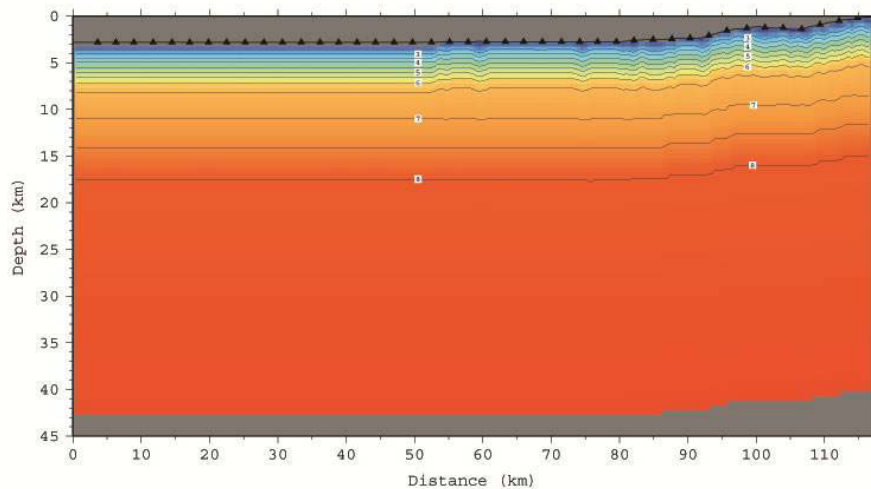


Le calcul des épaisseurs et des vitesses de chaque couche nous permet d'obtenir un modèle en couches (Fig. II.27).



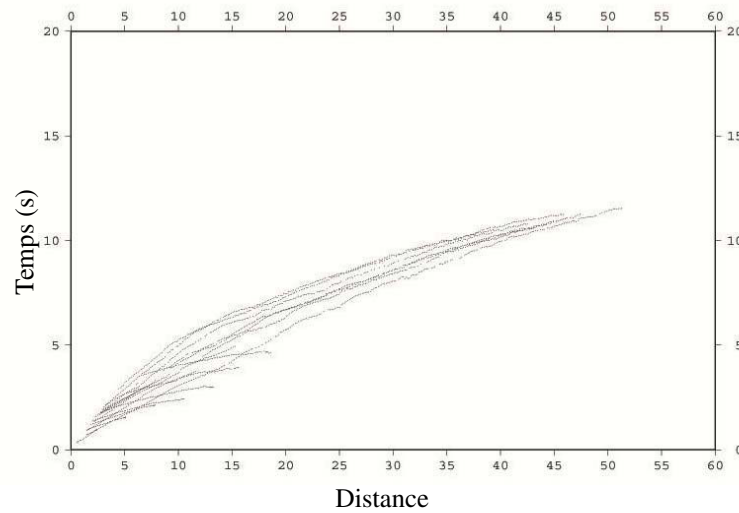
**Figure II.27.** Modèle de vitesse 1D en couches discrètes, représentatif des données grand-angle du bassin profond, obtenu à partir de la détermination des épaisseurs et des vitesses de chaque couche via les relations (1) et (2) appliquées sur les données représentées sur la Fig. II.26.

Le modèle en couches de vitesses homogènes est ensuite converti en un modèle de vitesse lisse calé sur la bathymétrie, pour lequel les interfaces marquant des sauts de vitesses sont remplacées par des gradients (Fig. II.28).



**Figure II.28.** Modèle de vitesse 2D initial pour la partie bassin.

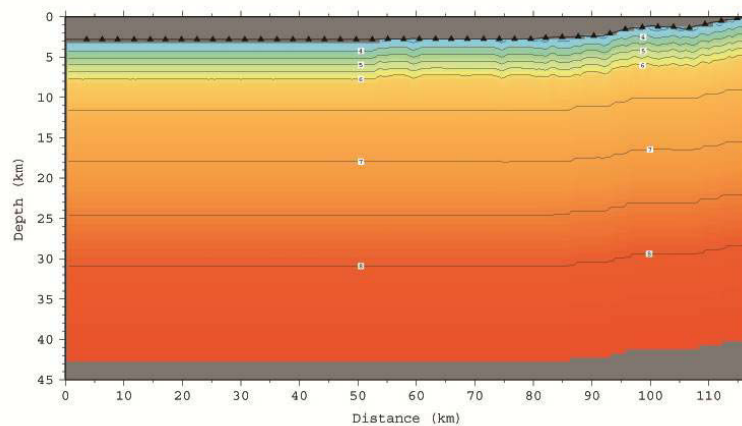
Le modèle initial « marge » s'appuie sur les pointés de 8 OBS (GH01 à GH08), représentés dans la figure II.29. Les pointés sont ici nettement moins cohérents d'un OBS à l'autre que pour le bassin profond (Fig. II.26). Ceci s'explique par le fait que sous la marge, l'épaisseur des couches et notamment celle de la tranche d'eau, représentée par la bathymétrie, varie fortement d'un OBS à l'autre. On peut néanmoins dégager une loi de vitesse moyenne, en utilisant la procédure détaillée pour la partie bassin. On obtient ainsi le modèle en couches montré sur la Figure. II.30, et le modèle initial lisse correspondant (Fig. II.31).



**Figure II.29.** Temps de trajet des premières arrivées de 8 OBS (partie marge) en fonction de l'offset.



**Figure II.30.** Modèle de vitesse 1D en couches discrètes, représentatif des données grand-angle de la marge, obtenu à partir de la détermination des épaisseurs et des vitesses de chaque couche via les relations (1) et (2) appliquées sur les données représentées sur la Fig. II.29.



**Figure II.31.** Modèle de vitesse 2D de départ pour la partie marge.

### •• Paramètres de la modélisation inverse

Le choix judicieux des paramètres d'inversion est très important pour obtenir un modèle de vitesses représentatif du profil. Dans la méthode développée par **Korenaga et al. (2000)**, l'inversion est accommodée par (1) l'*amortissement* (damping) en vitesse et en profondeur, (2) le *lissage* (smoothing) en vitesse et en profondeur et (3) les corrélations horizontale et verticale au toit et à la base du modèle.

Ici, j'ai effectué une inversion type « Monte Carlo » une vingtaine de fois, en exploitant les différentes combinaisons de paramètres d'entrée (lissage, damping, longueur de corrélation). Le résultat final (**Fig. II.32**) étant donné par la plus faible valeur du couple erreur quadratique / Chi-square « RMS- $X^2$  » (0.118 / 4.808). Seuls les temps de trajet des premières arrivées ont été inversés.

Les paramètres d'inversion sont représentés dans le **Tableau II.7**.

Nombre total d'itération	Paramètres de lissage		Longueur de corrélation (km)				Paramètres de l'amortissement		RMS		$X^2$	
	En profondeur (%)	En vitesse (%)	Horizontale		Verticale		En profondeur (%)	En vitesse (%)	Modèle de départ	Modèle final	Modèle de départ	Modèle final
			Toit du modèle	Base du modèle	Toit du modèle	Base du modèle						
10	15	30	3	8	1	6	10	10	0.507	0.118	96.708	4.808

**Tableau II.7.** Tableau récapitulatif des différents paramètres d'entrée dans le code d'inversion (amortissement, lissage et corrélation) ainsi que l'erreur quadratique moyenne et le Chi-square associé au modèle représenté sur la **Fig. II.32c**.

#### d. Modèle de vitesse tomographie des premières arrivées final

Afin de valider le modèle de vitesse final, nous avons comparé les deux images issues de l'inversion pour les deux modèles initiaux présentés précédemment. Les résultats obtenus montrent que les grandes tendances sont globalement les mêmes avec cependant quelques variations locales de courtes longueur d'ondes au niveau des couches superficielles, essentiellement dans la partie bassin. En effet, avec modèle initial « bassin », on arrive à restituer des dômes de sel Messinien, qu'on ne retrouve pas avec le modèle initial « marge ». Nous avons donc opté pour l'image obtenue avec un modèle initial « bassin ».

L'ajout de la partie terrestre dans le modèle obtenu, en intégrant l'information donnée par les stations à terre permet d'améliorer l'image en profondeur et d'imager les structures de vitesse sous la marge (**Fig. II.32c**).

Le modèle de vitesse ainsi obtenu montre :

- De faibles vitesses ( $< 4,5$  km/s, **Fig. II.32c**) observées sur une épaisseur relativement constante dans le bassin (de l'ordre de 4-5 km) qui rapidement augmente sous la pente continentale,
- Des vitesses intermédiaires (4,5-7 km/s, **Fig. II.32c**), qui s'approchent de la surface au voisinage de la côte et qui présentent un épaississement local au niveau du KM-50,
- De fortes vitesses ( $> 7,5$  km/s, **Fig. II.32c**), situées à 15-18 km de profondeur dans le bassin profond et qui s'approfondissent progressivement sous la marge jusque vers 25 km à l'aplomb de la côte.

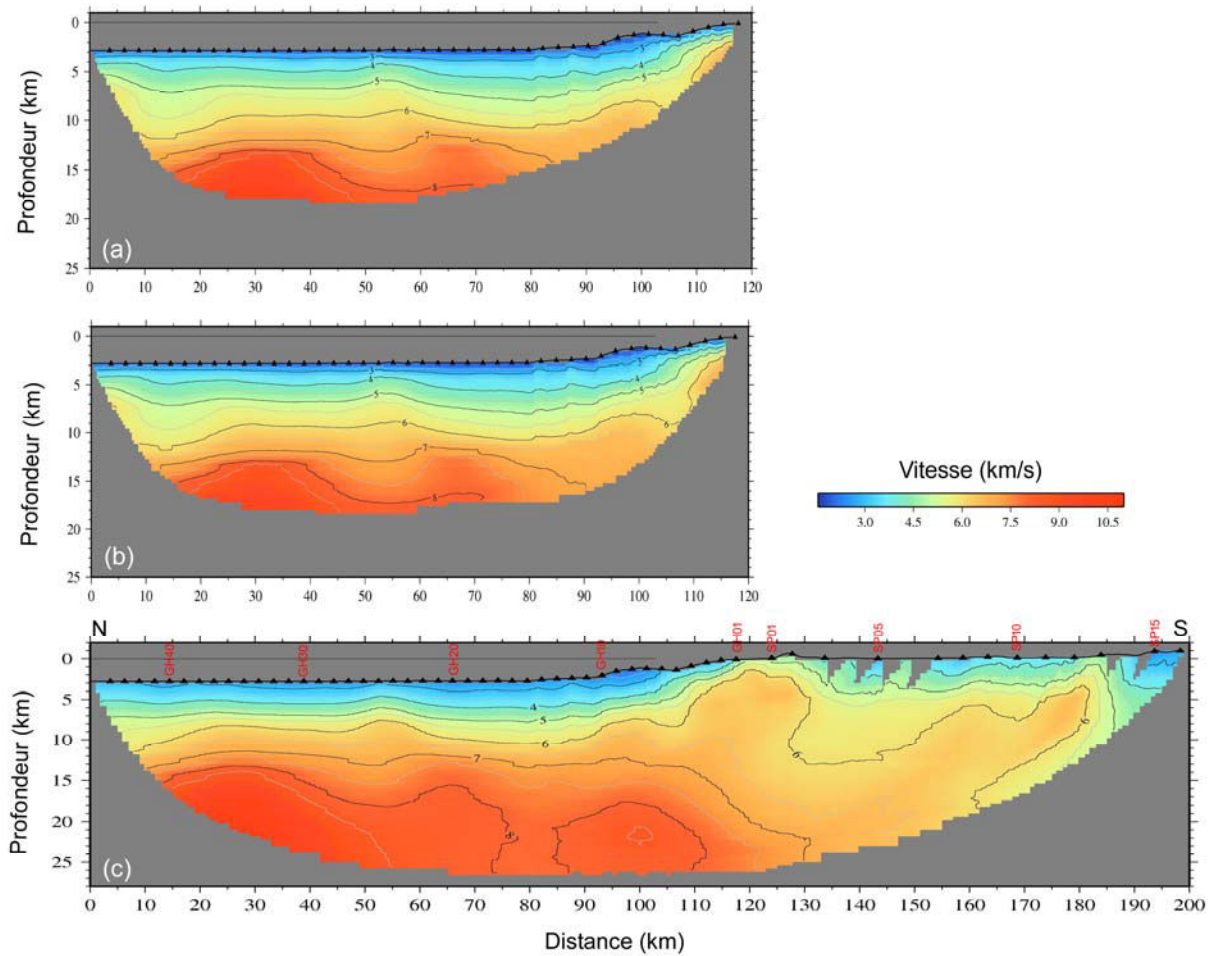
Si le modèle lisse issu de la tomographie des premières arrivées (**Fig. II.32**) donne les grandes tendances sur les structures géologiques le long du profil, il reste limité en termes d'interprétation, car il ne peut rendre compte de détails tels que les sauts de vitesse le long des interfaces majeures, ou de gradients de vitesse précis au sein des différentes couches du sous-sol. En particulier, l'inversion de vitesse indiquée sur les données par la zone d'ombre (**Fig. II.21c**) ne peut être reproduite par cette méthode.

Une autre approche de modélisation, complémentaire, a donc été mise en œuvre pour produire un modèle de vitesse de meilleure résolution. Il s'agit de la modélisation directe dite « forward », réalisée à partir du logiciel XRAYINVR (**Zelt et Smith, 1992**).

### 3.2.2. Modélisation directe « forward » des ondes P

#### a. Données utilisées

La modélisation directe prend en considération un ensemble plus important de données que la tomographie réalisée précédemment, puisqu'elle inclut la modélisation des premières arrivées réfractées, mais également des secondes arrivées réfractées mais aussi réfléchies sur les différentes interfaces géologiques du sous-sol (**Fig. II.33 et Annexe 4**).

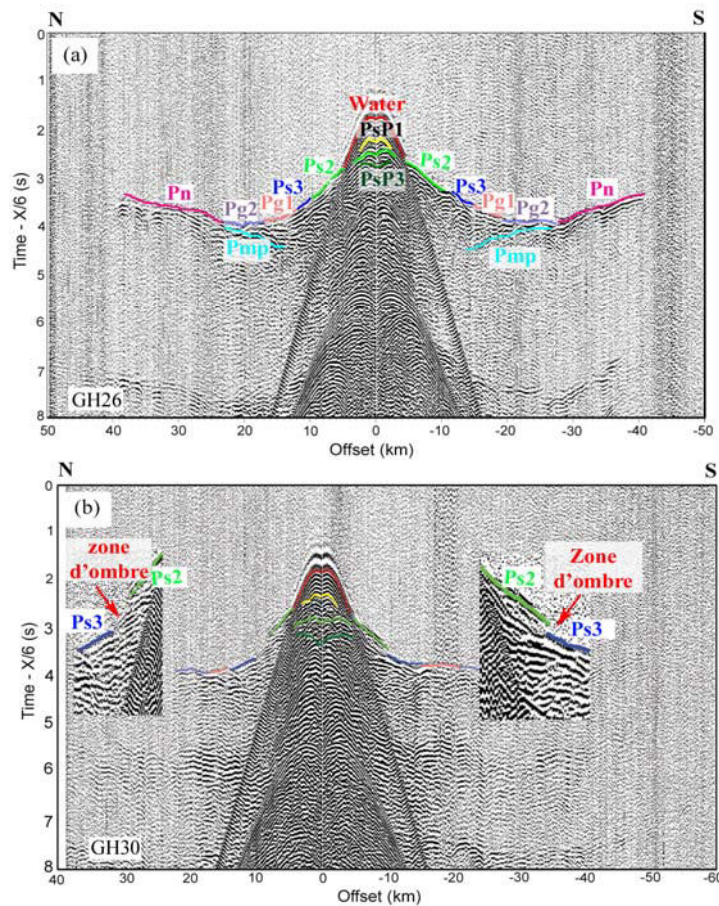


**Figure II.32.** Modèle de vitesse issu de l'inversion des temps de trajet des premières arrivées en utilisant (a) uniquement les primaires de la partie marine du profil (OBS), (b) les mêmes paramètres que (a), complétés par les pointés des multiples aux grands offsets, et (c) les mêmes paramètres que (b) avec intégration des enregistrements terrestres (stations à terre).

**Dans la partie marine**, les données montrent de très claires phases réfractés sédimentaires (Ps1, Ps2 et Ps3) et crustales (Pg1 et Pg2), et plusieurs arrivées profondes réfractées dans le manteau supérieur (Pn) sont identifiables jusqu'à des offsets de plus de 55 km, voire 70 km dans certaines zones (**Fig. II.33a et Annexe 4**). Certains OBS situés dans le bassin profond présentent une zone d'ombre entre les arrivées Ps2 et Ps3, qui caractérise une inversion de vitesses dans les couches sédimentaires (**Fig. II.33b et Annexe 4**). En plus de ces réfractées, des arrivées réfléchies sont clairement identifiables sur les données (PsP1, PsP3 et PmP).

Des variations significatives sont observées entre les sections des instruments localisés à proximité de la côte et ceux localisés au large. Ceci est probablement dû au fort changement dans la bathymétrie (2500m) mais aussi à des variations structurales latérales importantes le long du profil notamment dans la partie crustale.

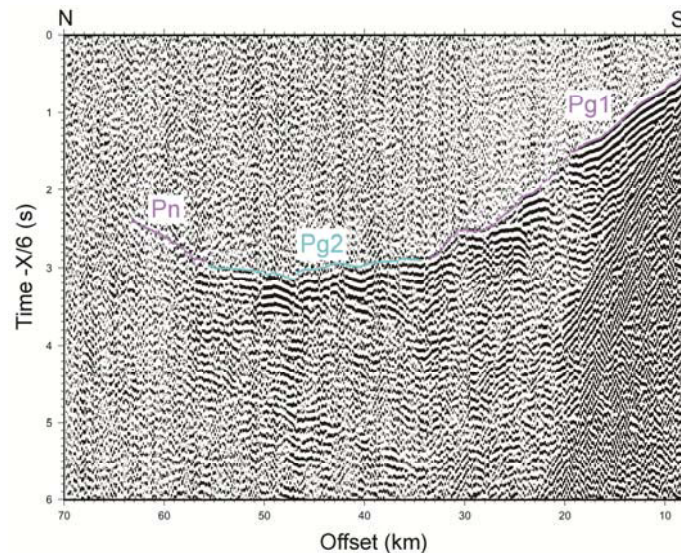




**Figure II.33.** Exemples de sections enregistrées le long de la partie offshore de la région d'Annaba. (a) OBS (GH26) localisé dans le bassin profond et (b) OBS (GH30) montrant une zone d'ombre entre les arrivées Ps2 et Ps3. Les deux exemples correspondent à la composante verticale représentée après application d'un debias, d'une déconvolution spectrale, d'un filtrage en fréquence et une égalisation dynamique).

**Dans la partie terrestre,** les stations qui ont enregistré un signal exploitable montrent clairement des réfractées sédimentaires (Ps) et crustales (Pg1 et Pg2). Dans certaines zones, plusieurs arrivées profondes réfractées dans le manteau supérieur sont identifiables (Pn) (**Fig. III.34 et Annexe 4**).

Dans notre cas, la base de données utilisée lors de la modélisation contient les temps d'arrivée pointés sur les 42 OBS et 13 stations à terre déployées le long du profil grand-angle, et inclut l'ensemble des phases réfractées et réfléchies identifiées (**Fig. II.33 et Annexe 4**). Dans un premier temps, les temps d'arrivée pointés sont regroupés pour définir les différentes phases individualisées le long du profil (onde directe, ondes réfléchies et réfractées (**Fig. II.33**)). Il s'agit d'une étape très importante préalable à la modélisation forward puisqu'elle va conditionner la cohérence de la modélisation. La base de pointés réalisés sur les différents OBS du profil comprend : le pointé de toutes les phases sédimentaires (Ps2, Ps3, PsP1 et PsP2) présentant 5476 pointés, le pointé des arrivées crustale (Pg1, Pg2 et PgP1) avec 9776 pointés et 5172 pointés mantélique (Pn et PmP).



**Figure II.34.** Exemple représentatif d'une section enregistrée par une station à terre (SP01) après application d'un debias, d'une déconvolution spectrale, d'un filtrage en fréquence et d'une égalisation dynamique).

### b. Principe de la modélisation forward

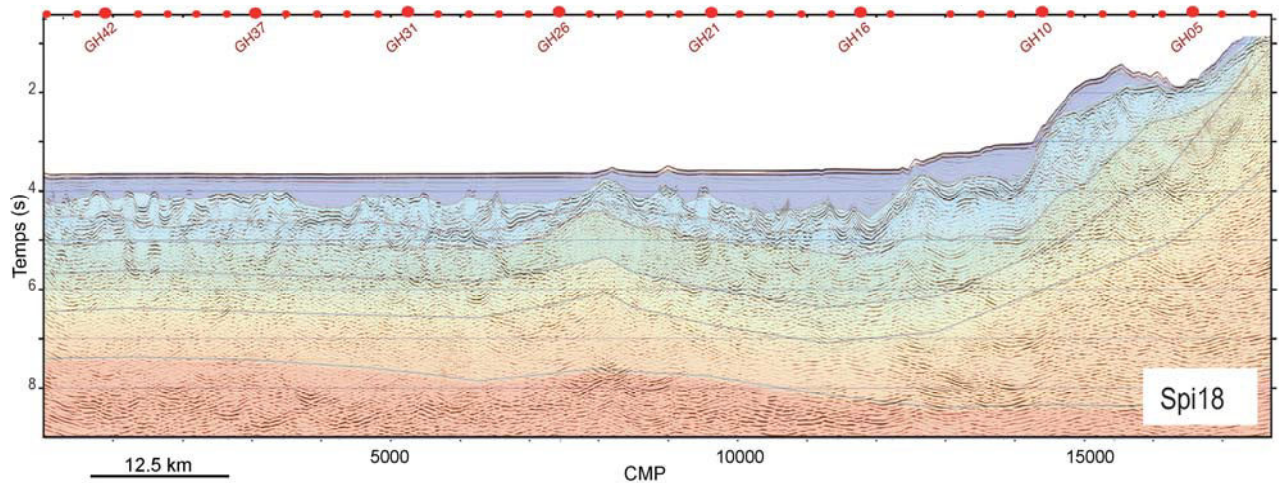
Cette modélisation consiste en la résolution du problème direct par essais-erreurs qui permettent par itérations successives de définir un modèle de vitesse 2D en couches discrètes en tirant dans ce modèle des rais sismique fictifs pour lesquels on calcule les temps de trajet source-récepteur. L'opérateur modifie à la fois la position des interfaces, les vitesses et les gradients de vitesses de chaque couche, jusqu'à ce que les temps d'arrivée des rais calculés correspondent aux temps d'arrivée observés.

Afin de limiter le nombre d'inconnues dans la modélisation, la géométrie des principales interfaces jusqu'au toit du socle sont pointées sur les profils SMT sur laquelle elles sont clairement observées. Les réflecteurs ont été pointés en temps-doubles sur le profil SMT Spi18 (profil sismique SMT coïncidant avec le profil grand-angle). Ils ont ensuite été convertis en profondeur à l'aide des vitesses approximatives issues des données grand-angle (**Fig. II.35**), pour produire un modèle de vitesse initial défini par des nœuds de valeurs vitesse/profondeurs.

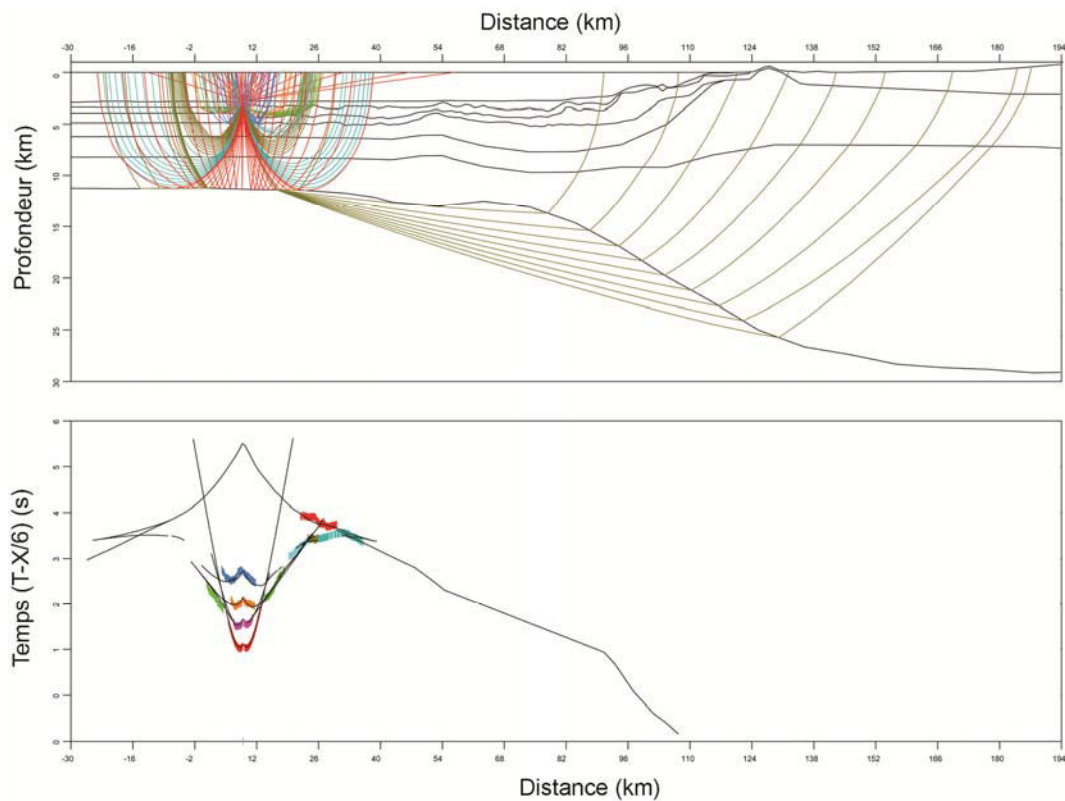
Les temps de trajets des rais calculés sont comparés aux temps d'arrivées pointés sur les données (**Fig. II.36**). Le modèle est ajusté jusqu'à ce que le résidu entre les temps de trajet calculés et observés soit minimal. Le but est d'obtenir une erreur-RMS satisfaisante, expliquant un maximum d'arrivées pointées tout en gardant un modèle géologiquement acceptable. Il existe un compromis entre la prédiction des temps d'arrivées observés et le nombre de point numérisés expliqués. En effet, une faible valeur de RMS ne garantit pas l'obtention d'un meilleur modèle de vitesse, puisqu'il est possible d'obtenir une RMS faible

en expliquant uniquement une partie des données pointées. L'objectif est de minimiser l'erreur-RMS en expliquant le maximum de données pointées.

La modélisation forward est effectuée couche par couche, en allant des couches superficielles vers les couches profondes. La partie profonde non-imagée par la SMT est modélisée en s'appuyant uniquement les données grand-angle.



**Figure II.35.** Profil SMT-360 traces « Spi18 » en temps double. Les lignes bleues représentent les limites de couches du modèle de vitesses issues de la modélisation forward.



**Figure II.36.** Tracé de rais le long de l'OBS GH42. Haut : Rais fictifs créés dans le modèle de vitesse pour chaque phase représentés en couleur différentes. Lignes noires : limites de couches pointées sur la Ligne SMT. Bas : Pointé de temps d'arrivées sur la donnée représenté en couleurs (GH42) ; Lignes noires : temps de trajets calculés. Le challenge est d'ajuster les vitesses et les profondeurs jusqu'à ce que le résidu entre les temps de trajet calculés et observés (pointés) soit minimal.



### c. Analyse de l'erreur

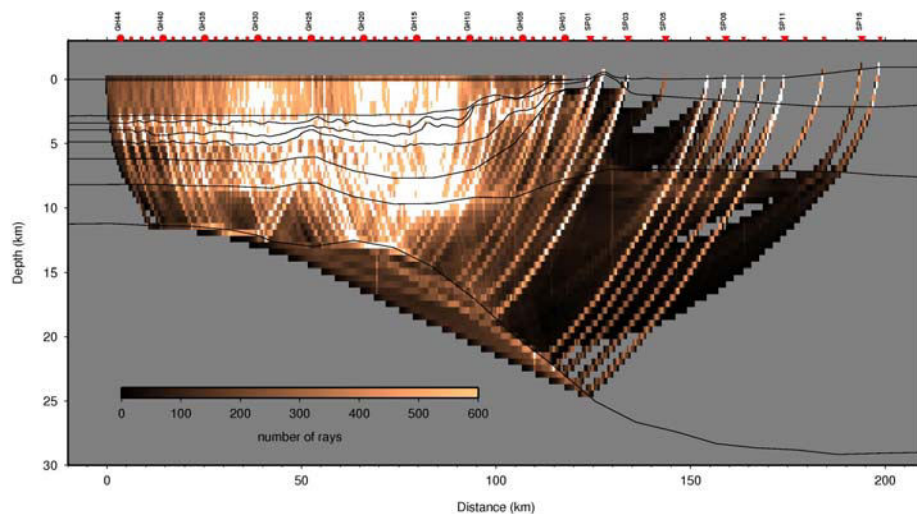
La correspondance entre le temps de trajet observé et calculé est évaluée par l'erreur quadratique moyenne RMS et le Chi-square. Le modèle obtenu présente 0.114 d'erreur-RMS et un Chi-Square de 1.799 pour un nombre total de 25541 pointés. A partir de ce modèle, on explique 86% du nombre total de pointés.

Le tableau II.8 montre l'erreur pour les différentes phases pointées le long du profil grand-angle.

Phase	Nb de pointée utilisé valide	Erreur-RMS	Chi-square <sub>2</sub>
Water	1865	0.035	0.245
Ps2	1207	0.077	1.202
Ps3	1905	0.123	3.065
PsP1	958	0.060	0.739
PsP2	1406	0.067	0.919
PgP1	1416	0.072	1.504
Pg1	2391	0.107	1.550
Pg2	5969	0.153	2.877
Pn	2815	0.118	1.698
PmP	2357	0.111	1.490
<b>Toutes les phases</b>	<b>22289</b>	<b>0.114</b>	<b>1.799</b>

Tableau II.8. Erreur-RMS et Chi-square du modèle forward obtenu.

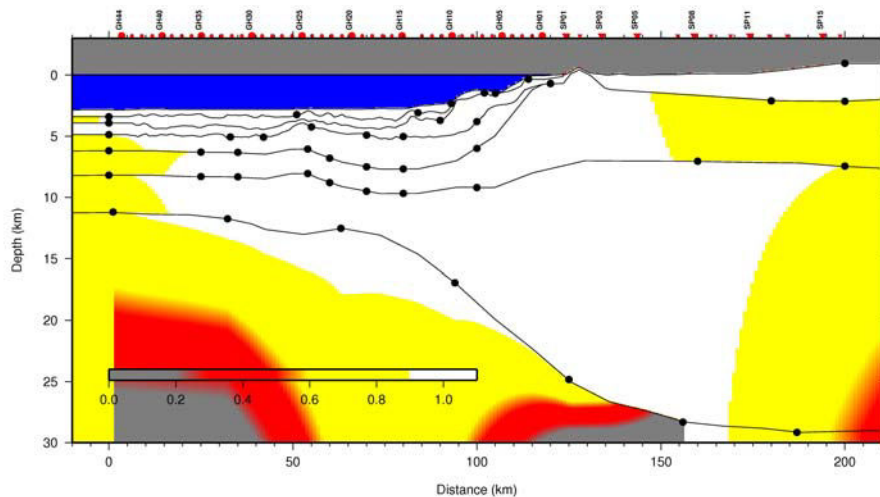
Le tracé de rais entre la source et le récepteur montre les parties bien résolues et celles sans contrainte du modèle de vitesse (**Fig. II.37**). La densité des rais est globalement très bonne, en raison de la bonne qualité des données et de l'espacement entre récepteurs (3 km entre OBS et 5 km entre stations à terre). Dans la partie marine du modèle, les couches superficielles, intermédiaires et profondes sont bien résolues. Dans la partie continentale, les couches superficielles et intermédiaires sont moins résolues du fait que les tirs ont été effectués uniquement dans la partie marine, par conséquent, le modèle n'a pas été inversé à partir du KM-115.



**Figure II.37.** Densité de rais dessiné chaque 100 rais. Cercles rouges : OBS et triangles inversés rouge : stations à terre.

Le paramètre de résolution est défini par le nombre de rais qui passent à travers un nœud de vitesse donné. Par conséquent, il dépend de l'espacement entre les nœuds (**Zelt and Smith, 1992**) (**Fig. II.38**). Les couches comprenant plusieurs nœuds de vitesses ont besoin de beaucoup de rais passant par chaque nœud pour être bien contraintes, tandis que les couches ayant un faible nombre de nœuds peuvent être bien contraintes par quelques rais seulement. Les nœuds avec des valeurs supérieures à 0.5 sont considéré être bien résolus (**Fig. II.38**, zones blanches et jaunes).

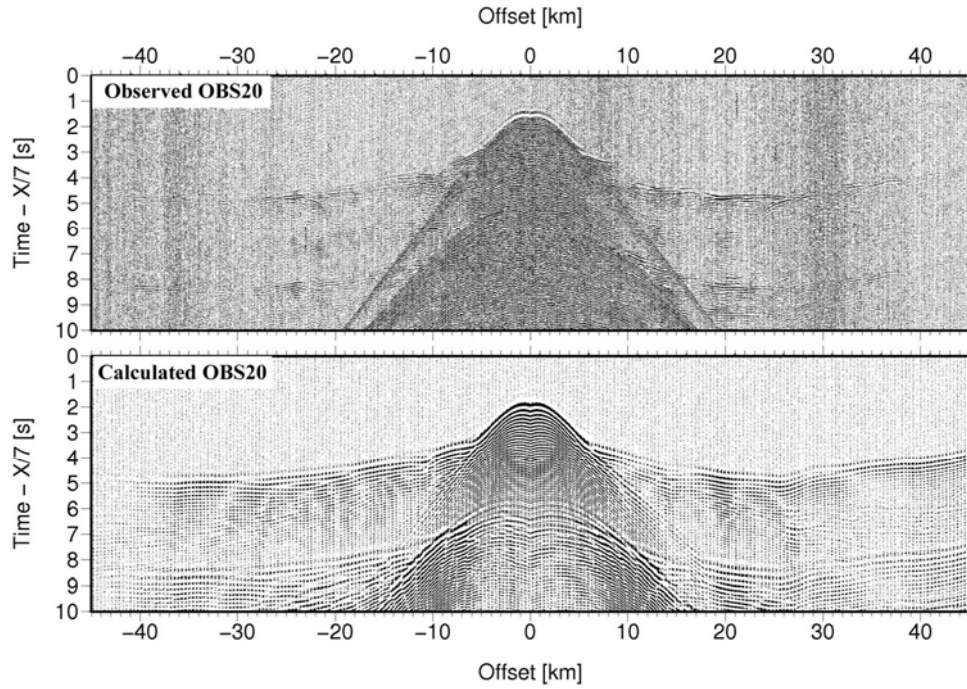
La majeure partie du modèle montre une bonne résolution (valeurs > 0.7). Ceci atteste que chaque nœud de vitesse est bien contraint (**Fig. II.38**). Dans la partie marine, la résolution diminue à 0.5 pour les parties profondes (> 15 km), car la Pn n'est observée que sur certains OBS. La partie terrestre du modèle présente une résolution de l'ordre de 0.5, en raison de l'absence de tirs inverses dans cette région.



**Figure II.38.** Paramètre de résolution pour les nœuds définis le long du modèle de vitesse. Cercles noirs : nœuds de vitesse, cercles rouges : OBS et triangles inversés rouge : stations à terre. La couleur blanche indique que le nœud est traversé par un nombre important de rais et est donc correctement défini, les nombre de rais étant de moins en moins important pour les zones du modèle en jaune, rouge et gris.

Afin de bien contraindre les gradients de vitesse dans le modèle, une modélisation de l'amplitude des arrivées réfléchies et réfractés a été réalisée, en calculant les sismogrammes synthétiques (**Fig. II.39**) par la méthode des différences finis (**Cohen and Stockwell, 2003; Stockwell, 1999**). Les sismogrammes synthétiques sont espacés de 50 m et l'ondelette utilisée pour le calcul est une ondelette de Ricker à une fréquence de pic de l'ordre de 10Hz. La modélisation des amplitudes, très sensible aux contrastes de vitesses de part et d'autres des interfaces du modèle et aux gradients de vitesse dans les couches, permet d'affiner le modèle de vitesse final.

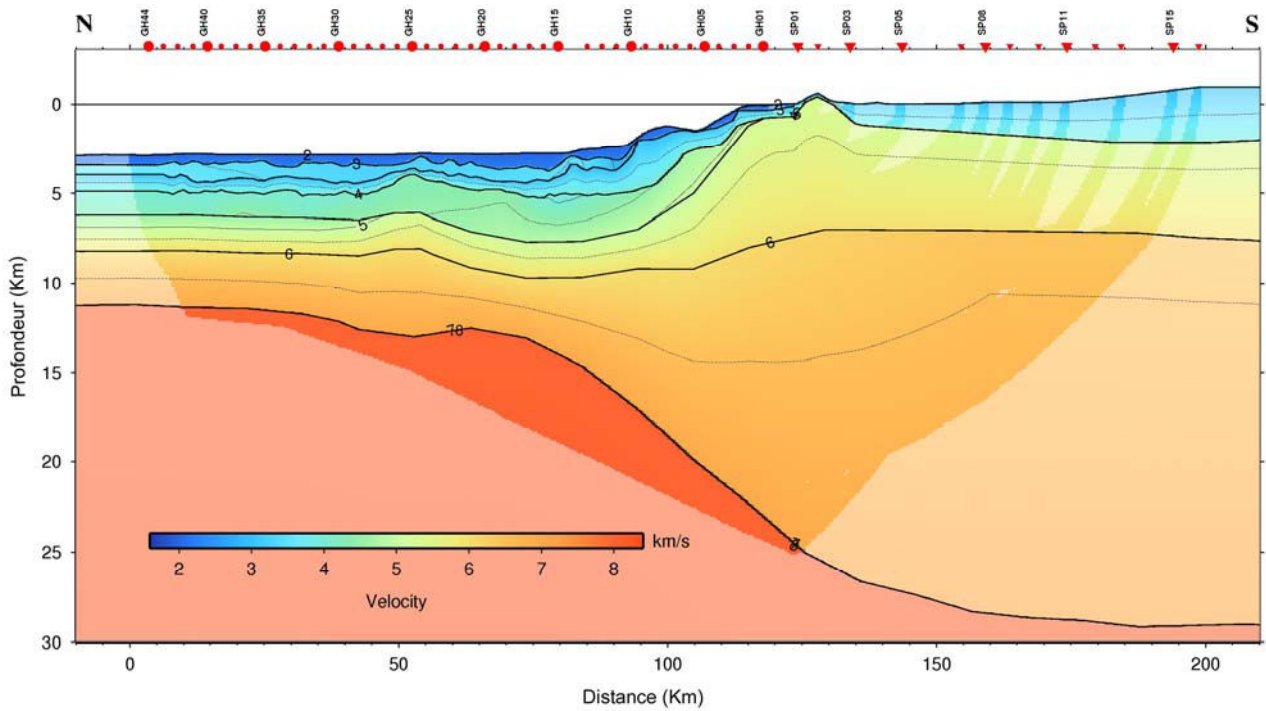




**Figure II.39.** Calcul de sismogrammes synthétiques. En haut : donnée enregistrée durant SPIRAL (OBS : GH20). En bas : sismogrammes synthétiques calculés à partir du modèle forward final utilisant la méthode des différences finis.

#### d. Modèle de vitesse « forward » final

Le modèle de vitesse final issu de la modélisation directe est représenté sur la **figure II.40**. Sa description est détaillée dans le chapitre 3.



**Figure II.40.** Modèle de vitesse issu de la modélisation directe. Les cercles rouges indiquent la position des OBS et les triangles inversés rouge indiquent la position des stations à terre. Le modèle est représenté avec des iso-vitesse chaque 0.5 km/s. La partie ombrée représente la zone bien contrainte par le tracé de raies.

### 3.2.3. Modélisation directe des temps d'arrivée des ondes S

Sur certains OBS localisés dans le bassin profond, des ondes S sont clairement identifiables en secondes arrivées sur les composantes horizontales des OBS (**Fig. II.41 et Annexe 5**), alors qu'aucune n'est observée sur les instruments localisés au niveau de la pente continentale. La modélisation des ondes S, combinée à celle des ondes P, permet de mieux contraindre la nature des couches du sous-sol dans lesquelles elles sont observées.

Pour réaliser cette modélisation sur notre profil, un total de 1574 pointés a été réalisé. Les temps de trajet de ces pointés ont ensuite été modélisés par tracés de rais à travers le modèle de vitesses des ondes P présenté précédemment, après avoir défini l'interface sur laquelle la conversion de l'onde P en onde S a eu lieu. Lors de la modélisation, l'opérateur peut changer l'interface de conversion et ajuster les vitesses des ondes S afin que les temps d'arrivée des rais calculés correspondent aux temps d'arrivée observés. En fonction des vitesses des ondes S, une valeur du coefficient de Poisson ( $\sigma$ ) est associée à chaque couche du modèle de vitesse des ondes P suivant la relation :

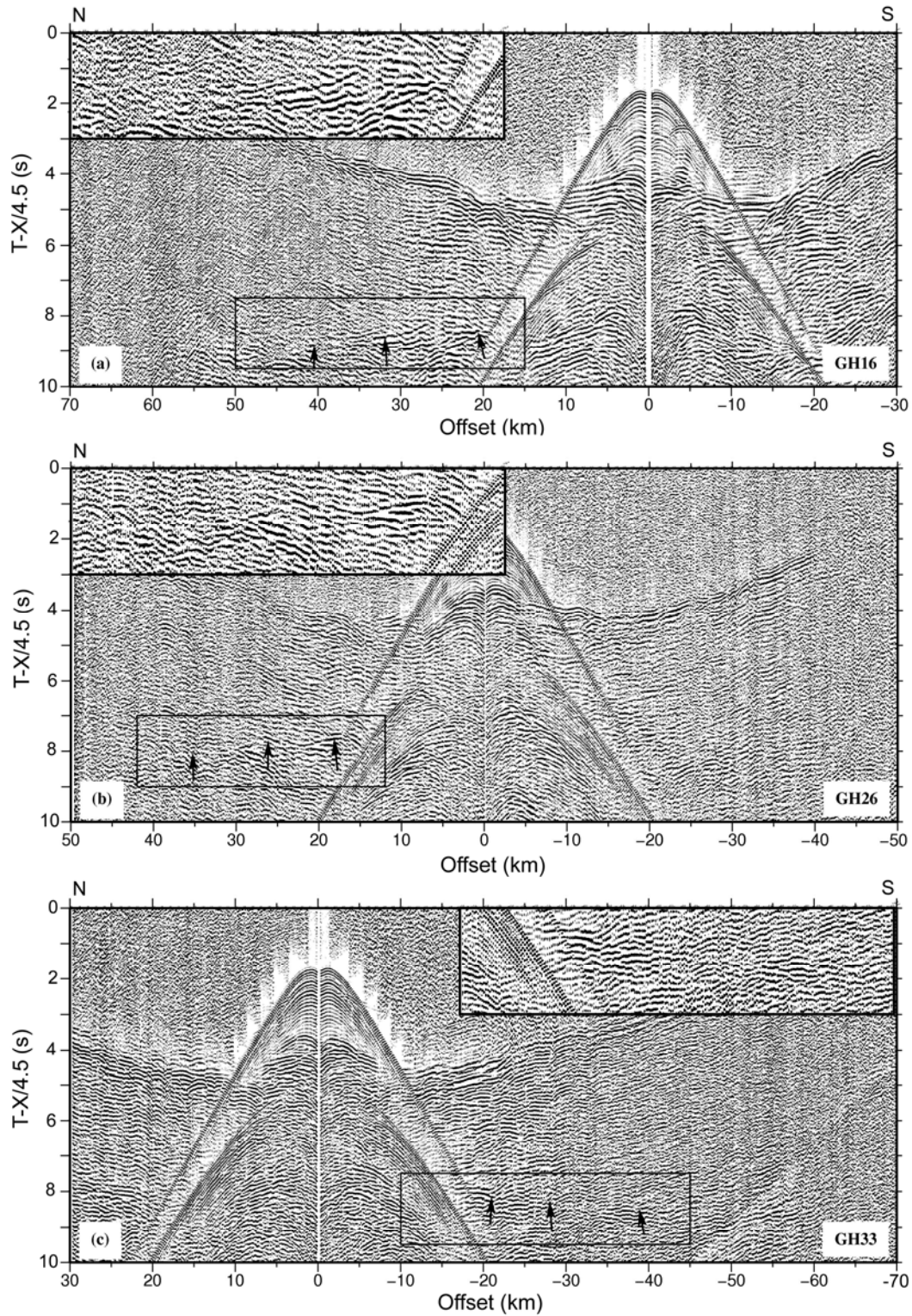
$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}$$

Le choix de l'interface de conversion issu des tests, ainsi que les valeurs de vitesses des ondes S et de coefficients de Poisson obtenues par modélisation sont données dans la section Résultats (**CH-III.2.2**).

### 3.3. Sismique réflexion multitrace

Une partie importante de mes travaux de thèse a été consacrée au traitement SMT avec un double objectif :

- D'une part améliorer la lisibilité des sections-temps, en améliorant le rapport signal/bruit ainsi que les résolutions verticale et horizontale,
- et d'autre part effectuer la migration profondeur de certains des profils, pour éliminer la distorsion des réflecteurs avec la profondeur et préciser les vitesses dans les couches sédimentaires.



**Figure II.41.** Exemples de sections enregistrées le long de la partie offshore de la région d'Annaba (a) OBS GH16, (b) OBS GH26 et (c) OBS GH33. Les trois sections correspondent à la composante horizontale, représentée avec une vitesse de réduction de 4.5 km/s, après application d'un debias, d'une déconvolution spectrale, d'un filtrage en fréquence (4-18 Hz) et d'une égalisation dynamique (AGC). Les flèches noires indiquent les arrivées d'ondes S.

Après avoir subi un prétraitement à bord du navire, les quatre lignes SMT 360-traces acquises durant la campagne SPIRAL dans la région d'Annaba (Spi18, Spi19, Spi20 et Spi21) ont été traitées à l'aide du logiciel GeoCluster (GCT) développé par CGG Veritas. Deux séquences de traitement ont été utilisées :

- Une première séquence dite « standard », appliquée pendant l'acquisition à bord du N/O L'Atalante et, par la suite, au laboratoire Géoazur pour les tests de certains paramètres,
- une deuxième séquence « approfondie », développée au laboratoire Géoazur à Villefranche-sur-Mer et Sophia Antipolis (France) durant ma thèse.

Enfin, deux de ces quatre lignes sismiques ont ensuite été migrées en profondeur avant sommation : les lignes Spi18 et Spi21.

Les différentes phases de prétraitement et de traitement font l'objet de ce chapitre.

### 3.3.1. Pré-traitement des données sismique réflexion multitrace

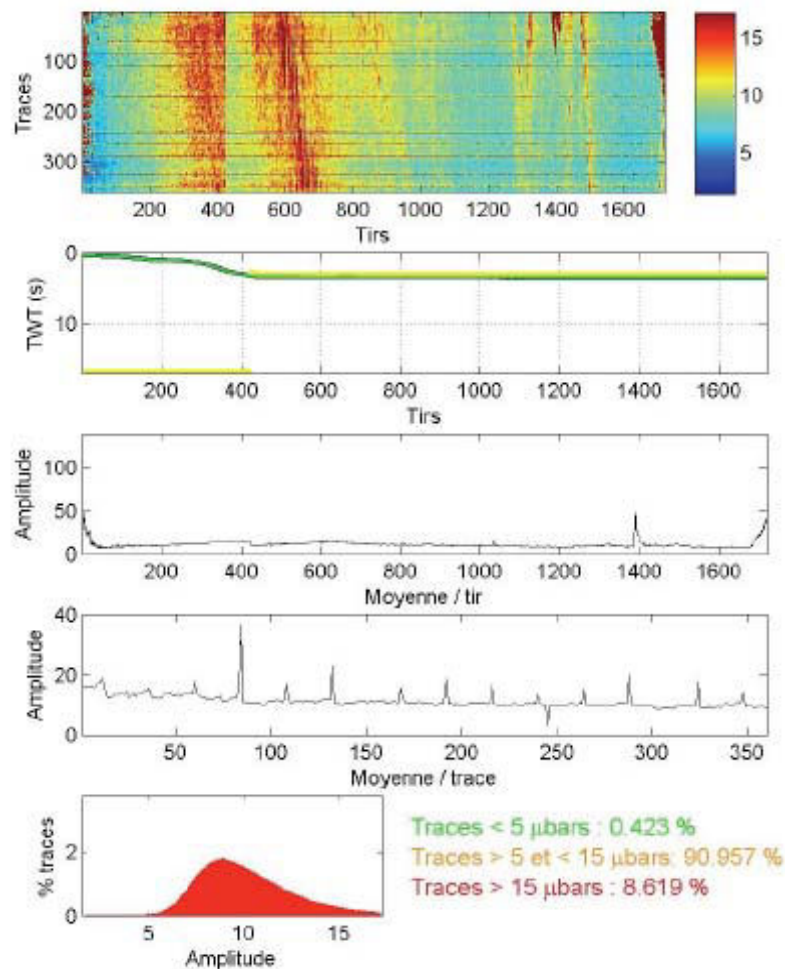
Avant toute application des séquences de traitement, une première étape de prétraitement a été appliquée aux données brutes, à bord du bateau. Le prétraitement des données a été effectué à l'aide du logiciel SISPEED (développé par Yannick THOMAS, chercheur à l'IFREMER). Il comprend quatre principales étapes :

- un contrôle qualité des données,
- une correction en temps des données,
- une correction des données de navigation enregistrées par les différents capteurs de la chaîne d'acquisition,
- le binning des données sismiques en identifiant et regroupant les traces réfléchies en un même point du profil en vue de la sommation en couverture multiple.

#### a. Contrôle qualité des données sismiques

**Trace sismique et niveau de bruit** - Sur les lignes sismiques SMT 360-traces acquises dans la région d'Annaba durant le 1<sup>er</sup> Leg de la campagne d'acquisition SPIRAL, la valeur de bruit moyen varie de 6 à 10  $\mu$ bar en fonction de la vitesse surface (4 à 5 nœuds) et de l'état de la mer hors giration pour les traces dépourvues d'avion (voir définition **CH-II.2.1.3c**), et de 10 à 20  $\mu$ bar pour les traces avec avion (**Fig. II.42**). Ces ordres de grandeurs sont conformes aux niveaux attendus.





**Figure II.42.** De haut en bas (unités en  $\mu\text{bar}$ ) :

- Niveau de bruit par trace en fonction des n° de tirs,
- Fenêtre temps d'analyse du signal (en vert) et du bruit (en jaune) en fonction des numéros de tirs,
- Niveau moyen de bruit par tir,
- Niveau moyen de bruit par trace,
- Histogramme des valeurs de bruit et statistiques.

**Correction du délai source** - Il s'agit du délai existant entre l'ordre de tir, qui correspond également au début de l'enregistrement du tir, et l'explosion effective des canons. Pour le signal monobulle, la synchronisation des canons étant effectuée sur la première oscillation de bulle et non sur le pic d'explosion du canon, la signature du signal-source est légèrement variable d'un tir à l'autre et le délai également. Ce délai est donné par le time-break, premier signal enregistré sur les traces auxiliaires par des hydrophones situés à proximité des canons. Pour corriger les données de ce délai, on estime une valeur moyenne à partir des time-break, que l'on soustrait aux temps enregistrés. Sur les données SMT acquises dans la région d'Annaba une correction de -32 ms a été appliquée. Malgré cette correction, il est fréquent que les données restent légèrement décalées en temps. Un calage supplémentaire est effectué lors du traitement bord des données, par comparaison des temps d'arrivées des multiples et de



la réfléchi sur le fond de la mer. Cette correction est de -45 ms pour les données SMT SPIRAL du Leg1.

### **b. Traitement des données de navigation**

Le traitement des données de navigation permet de lisser les valeurs enregistrées par les GPS du bord et de la bouée de queue. De ces valeurs lissées on déduit pour chaque tir :

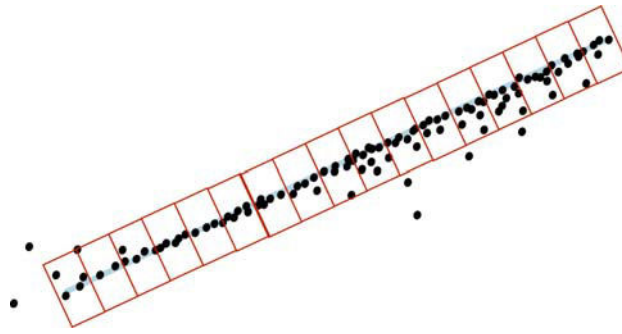
- La position de la source, 113 mètres derrière l'antenne GPS du bateau pour laquelle on connaît la position à chaque tir,
- la position de chaque trace de la flûte à partir des données GPS du bord et des données des gyrocompas situés sur les avions de la flûte,
- la position de chaque trace sismique, supposée être réfléchi à mi-distance entre la source et le récepteur.

La position des réfléchies est alors calculée et inscrite dans les entêtes de trace.

### **c. Binning des données**

La phase principale du traitement des données SMT consiste à additionner les données réfléchies en un même point afin d'améliorer le rapport signal/bruit, la redondance des données étant assurée par l'acquisition en couverture multiple (voir **CH-II.2.1.3a**). Toutefois, du fait de variations de la vitesse du navire, et/ou de la dérive de la flûte, les traces ne sont pas toujours réfléchies en leur point théorique du profil, mais se distribuent sur une zone plus ou moins large le long du profil (**Fig. II.43**). Plutôt que de regrouper les traces à additionner en fonction de leur point de réflexion théorique, on préfère donc en général les regrouper en fonction de leur position réelle de réflexion, calculée pour chaque trace à partir des positions source et récepteur calculées à l'étape précédente. Pour cela, on définit et numérote le long du profil des surfaces appelées « Bin » caractérisées par leur longueur et leur largeur. Les traces réfléchies dans un même Bin porteront le même numéro de point miroir et seront additionnées lors du traitement pour améliorer le rapport signal/bruit. Dans cette étape de prétraitement deux binning successifs ont été réalisés ; un premier pour le contrôle de qualité avec un binning à 25 m, sur une largeur de 50 m, soit une couverture de 180, et une deuxième pour le traitement des données sous GéoCluster, avec un binning à 6.25 m (couverture de 45), sur une largeur de 12,5 m.

Par commodité de langage, dans la suite du manuscrit, on parlera de point-miroir (CMP) pour les collections de traces réfléchies en un même point, plutôt que de Bin.



**Figure II.43.** Principe du binning : vue en carte montrant la répartition réelle des points de réflexion (en noir) le long du profil représenté par la ligne bleue. Les lignes rouges délimitent les bins, dont on définit la longueur et la largeur. Toutes les traces réfléchies dans un même Bin seront additionnées lors du traitement pour améliorer le rapport signal/bruit.

**En conclusion** les données sismiques acquises dans la région d'Annaba pendant la campagne SPIRAL présentent une géométrie homogène et sont de bonne qualité. Le prétraitement des données sismiques a permis d'obtenir des fichiers SEG Y pour chaque profil, les positions sources et récepteurs corrigées et des numéros et position de Bin, étant renseignées dans les entêtes de traces. Ces fichiers, ordonnés en fonction du n° de Bin, assimilés à des CMP dans la suite du manuscrit, vont être utilisés pour le traitement GeoCluster.

### 3.3.2. Traitement standard des données de sismique réflexion multitrace

#### a. Introduction

La séquence dite « standard » doit être suffisamment simple pour que le traitement puisse être effectué en temps réel à la fin de chaque profil ou pour tester rapidement l'effet d'un paramètre de traitement sur les données. Elle comprend les étapes suivantes : correction de divergence sphérique (gain), analyse de vitesse, correction dynamique, application de mutes externes, sommation en couverture multiple, et enfin migration en temps à vitesse constante ( $V = 1550$  m/s). Ces étapes principales sont complétées par d'autres modules de traitement secondaires, appliqués aux données en fin de séquence pour la représentation graphique de la section sismique finale (filtre fréquentiel, égalisation dynamique). Cette séquence de traitement est synthétisée dans la **figure II.44**.

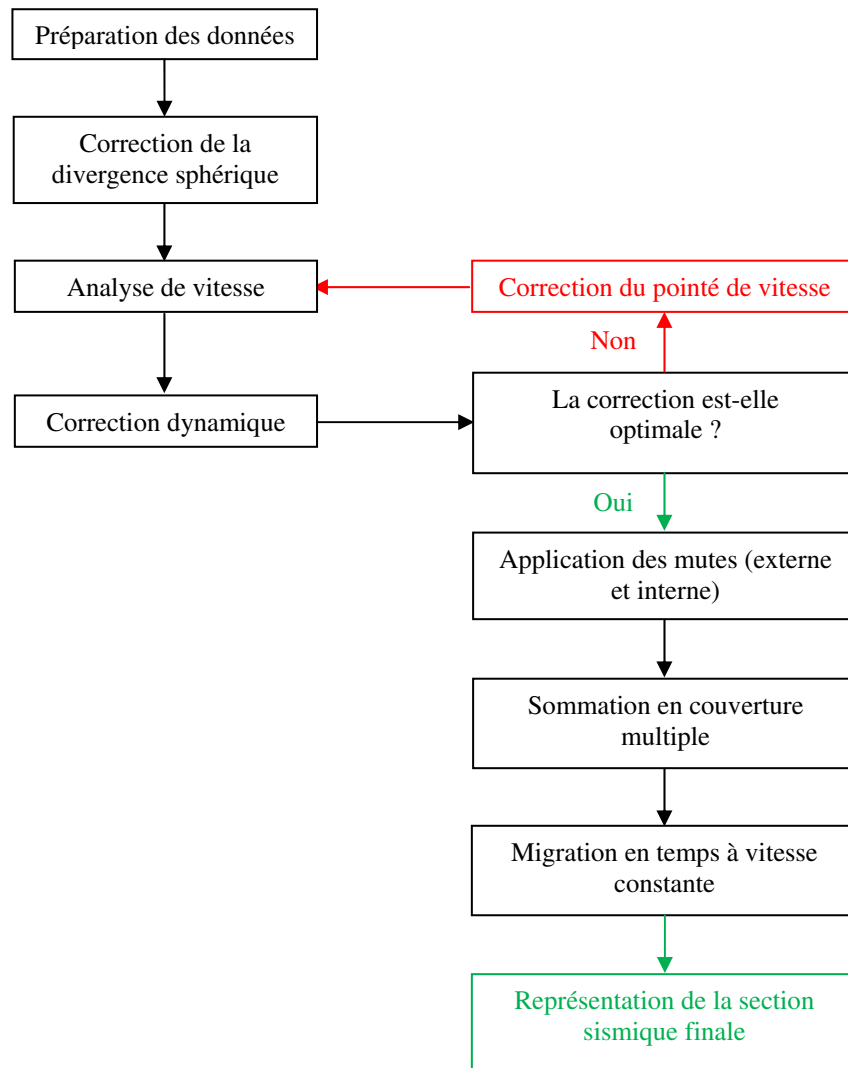


Figure II.44. Séquence de traitement standard appliquée aux profils sismiques SMT-SPiRAL.

### b. Correction de divergence sphérique

Si on considère la source sismique comme un émetteur ponctuel, la *divergence sphérique* vient du fait que les ondes émises sont des ondes quasi-sphériques qui se propagent dans toutes les directions de l'espace. Dans un milieu homogène, le front d'onde est une sphère, sur laquelle, l'énergie reste au mieux constante. Au fur et à mesure de la propagation de l'onde, le front d'onde grandit, et l'énergie par unité de surface diminue en conséquence. Ainsi, l'amplitude du signal diminue en  $1/r^2$ ,  $r$  étant la distance parcourue par le front d'onde. L'atténuation liée à la divergence sphérique est donnée par la relation suivante :

$$a(t) \propto \frac{1}{V_{rms} t}$$

Où  $t$  représente le temps de trajet de l'onde et  $V_{rms}$  la vitesse moyenne quadratique des ondes dans les couches parcourues donnée par la relation suivante :

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum t_i V_i^2}{t_i}}$$

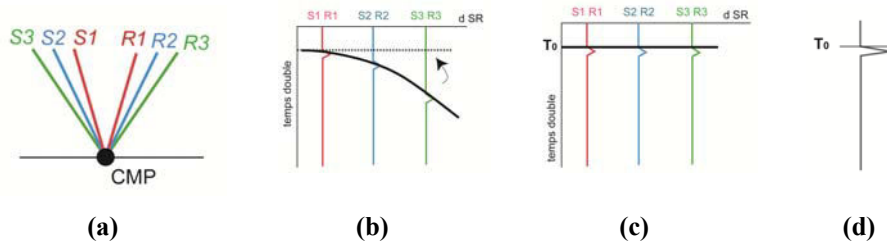
Avec  $V_i^2$  la vitesse d'intervalle entre deux réflecteurs et  $t_i$  le temps de trajet (aller-retour) dans la  $i$ ème couche.

La correction de divergence sphérique consiste à ramener les traces à des enregistrements en ondes planes. Pratiquement, cette correction a été appliquée aux données sous GeoCluster via le module SDICO, qui utilise des lois de compensation développées par **Newman (1973)**. Cette formule permet de compenser l'atténuation de l'énergie de l'onde sismique en profondeur à partir d'un modèle de vitesse moyenne quadratique, où les vitesses augmentent avec la profondeur. La loi de vitesse utilisée est construite en pointant le fond de la mer et le toit du socle acoustique. Les vitesses et gradients sont donnés par le pointé des analyses de vitesse (voir plus loin).

### c. Préparation des données à la sommation en couverture multiple

#### •• Correction dynamique (correction NMO)

Au cours de l'acquisition sismique, les traces composant un même CMP sont enregistrées lors de tirs successifs par des traces différentes de la flûte. Par conséquent, les traces regroupées dans un même CMP ne correspondent pas à une même distance source-récepteur (*offset*) (**Fig. II.45a**). Pour une interface donnée, les temps d'arrivée des signaux réfléchis enregistrés par les différentes traces du CMP vont s'organiser le long d'une hyperbole (**Fig. II.45b**).



**Figure II.45.** (a) Trajets effectués par les réfléchies d'un même CMP, enregistrées par différentes traces de la flûte (R1, R2 et R3) lors de 3 tirs successifs (S1, S2 et S3). (b) Traces sismiques montrant les temps de trajets correspondant avant correction dynamique (NMO) et (c) après correction NMO, (d) trace somme.

La sommation des traces d'un même point miroir se faisant le long de lignes temps-constant, il est nécessaire, avant la sommation des traces d'un même point miroir, d'effectuer une correction en temps des signaux réfléchis permettant de compenser la différence de temps d'arrivée liée aux différentes distances source-récepteur du dispositif. Ainsi, tous les temps d'arrivée sont corrigés pour être ramenés au temps qu'aurait mis l'onde pour se réfléchir sur l'interface si l'offset avait été nul (**Fig. II.45c**). C'est la *correction dynamique* ou *correction NMO* (*Normal Move Out*). Une fois la correction appliquée pour toutes les traces du CMP, l'hyperbole devient une droite horizontale (**Fig. II.45c**).

Dans le cas de réflecteurs plans, le temps de trajet ( $t$ ) de l'hyperbole de réflexion pour les différentes offsets est donné par la relation suivante :

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_a^2}$$

La correction à appliquer afin de redresser l'hyperbole est :

$$\Delta t_{NMO} = t - t_0 = t_0 \left\{ \sqrt{1 + \left( \frac{x}{v_a t_0} \right)^2} - 1 \right\}$$

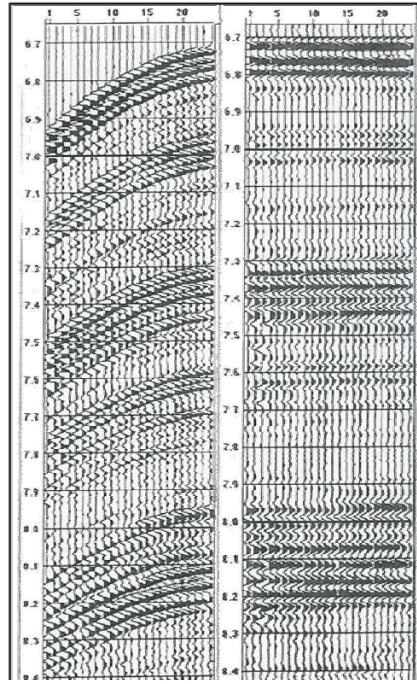
Où :  $t_0$  = temps d'arrivée à offset nul

$x$  = offset

$v_a$  = vitesse apparente

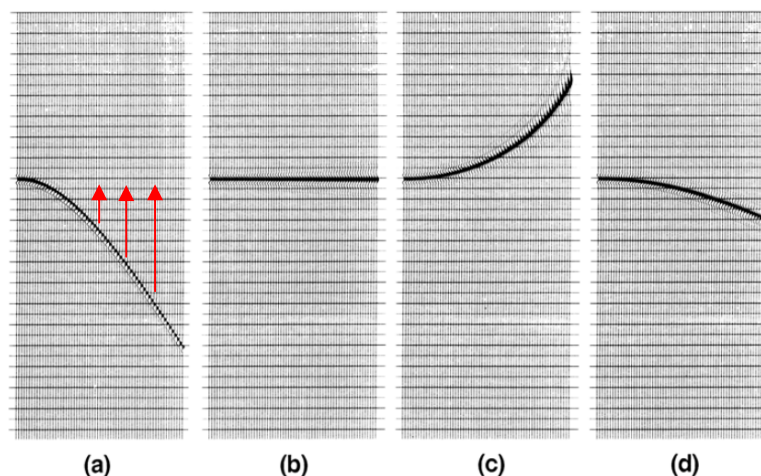
La correction dynamique, calculée pour chaque échantillon d'une trace sismique, dépend donc de la distance source-récepteur (offset ( $x$ )) et de la vitesse de la vitesse de correction NMO ( $V_a$ ). La correction augmente avec l'offset, et est d'autant plus forte que la vitesse ( $V_a$ ) est faible. Cette dernière dépend en premier lieu de la vitesse moyenne entre le couple source-récepteur situé en surface et l'interface, soit à la *vitesse quadratique moyenne* (ou *vitesse RMS*), mais également du pendage de l'interface de réflexion. Les vitesses augmentant en général avec la profondeur, la correction dynamique pour les différentes réfléchies d'un même point miroir diminue avec la profondeur. Ainsi la correction dynamique doit être adaptée à chaque réflecteur de chaque point miroir, pour obtenir des événements horizontaux quel que soit le réflecteur considéré (**Fig. II.46**). Cette correction nécessite de faire les *analyses de vitesses*, qui permettent de définir pour chaque hyperbole la vitesse de correction NMO ( $V_a$ ).





**Figure II.46.** CMP avant correction NMO (à gauche) et après (à droite). Après application de la correction NMO les différents réflecteurs observés le long du CMP deviennent des événements horizontaux et les signaux correspondant à chaque réflecteur sont prêts à être additionnés.

Si l'on applique la correction avec une vitesse  $V_a$  adaptée, l'hyperbole devient une droite horizontale, et les signaux peuvent être additionnés (**Figs. II. 46 et 47b**). Si la vitesse estimée est trop faible, la correction est trop forte et l'hyperbole s'incurve vers le haut aux grands offsets (**Fig. II.47c**). Inversement une vitesse trop forte génère une sous-correction (**Fig. II.47d**). Dans les cas où la correction est mauvaise, la sommation sera de mauvaise qualité et donnera un signal de faible amplitude.



**Figure II.47.** Principe de la correction NMO. (a) Données avant application de la correction NMO, l'objectif est de porter l'hyperbole de réflexion à l'horizontale (flèches rouges), (b) après application de la correction NMO avec une vitesse correctement estimée, (c) avec une vitesse trop faible (correction trop forte) et (d) avec une vitesse trop forte (correction trop faible).

### ••• Analyses de vitesses

Le principe des analyses de vitesses consiste à déterminer, pour un CMP donné, la loi de vitesse de correction NMO ( $V_a$ ) fonction du temps double qui permettra de corriger l'ensemble des hyperboles du point-miroir. Une vitesse est définie pour chaque hyperbole majeure du point-miroir (pointé des vitesses), les vitesses entre ces hyperboles étant ensuite interpolées. Ces analyses sont conduites à intervalle régulier le long du profil, les vitesses étant ensuite interpolées entre les point-miroirs ayant fait l'objet des pointés. Plus la structure est complexe le long du profil, plus la densité d'analyse de vitesse doit être élevée. Pour les profils SPIRAL, un pointé a été effectué tous les 200 CMP, soit tous les 1250m.

La définition de la vitesse s'appuie sur la qualité de la correction, qui est appréciée grâce à plusieurs outils utilisés en parallèle dans GeoCluster (**Fig. II.48**).

(1) *La semblance* (**Fig. II.48a**) représente la valeur de l'amplitude du signal sommé après correction NMO, pour tous les nœuds d'une grille ( $V_a$ /temps doubles), la couleur étant fonction de l'amplitude du signal-somme. Un réflecteur bien corrigé donnera un signal-somme de forte amplitude visible au nœud de la grille donnant la profondeur en temps du réflecteur et la vitesse de correction adaptée.

(2) La comparaison des points miroirs non corrigés (**Fig. II.48c**) et corrigés (**Fig. II.48d**) permet de juger directement de l'efficacité de la loi de vitesse pointée (marquée par les points bleus sur la **Figure II.48a**) pour corriger la courbure des hyperboles.

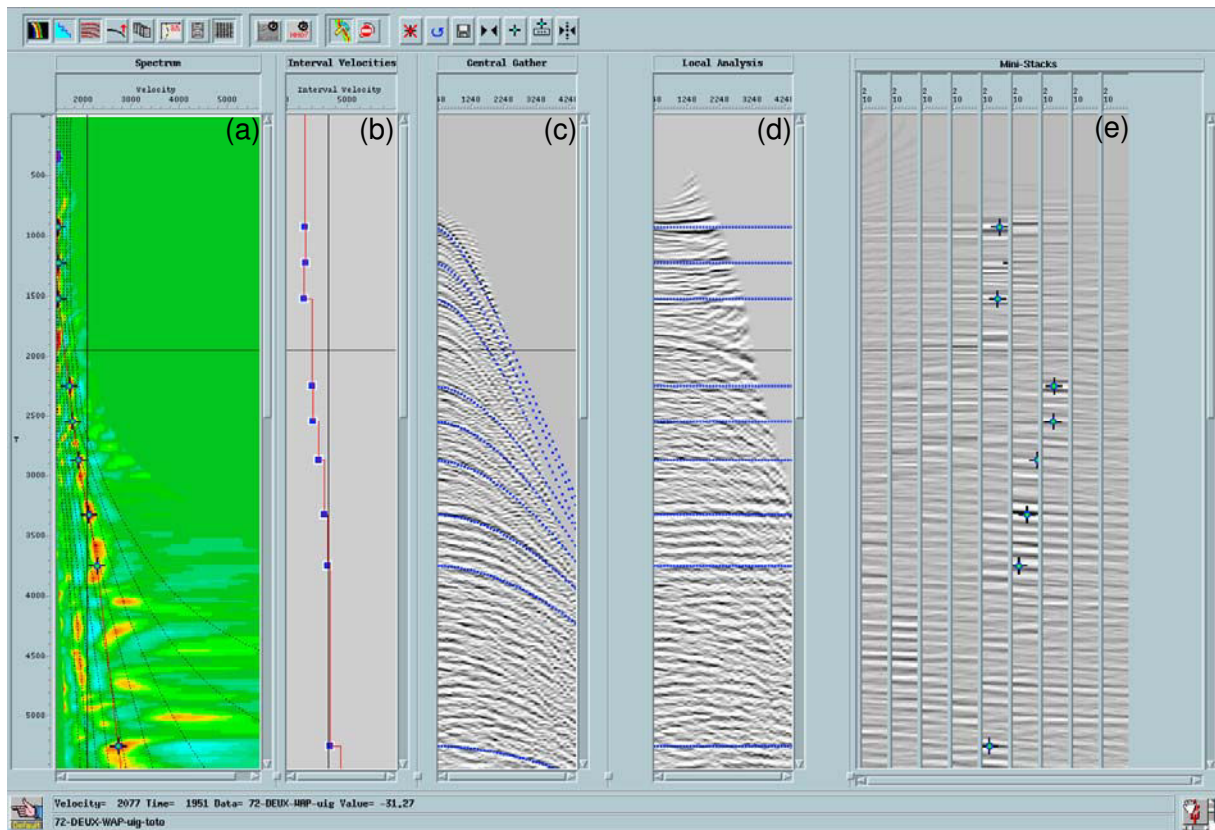
(3) Les mini-stacks (**Fig. II.48e**) correspondent à la sommation effectuée sur plusieurs CMP voisins situés autour du CMP représenté en **Fig. II.48c** et **Fig. II.48d** après correction NMO. La correction NMO avant sommation est effectuée pour chacun des panneaux du mini-stack selon les lois de vitesse représentées par les lignes noires pointillées sur la **figure II.48a**.

(4) Pour chaque loi de vitesse NMO pointée, la loi de *vitesse d'intervalle* est représentée en **Fig. II.48b**. Cette loi de vitesse est déduite de la loi de vitesse pointée grâce à l'application de la formule de Dix, qui donne la vitesse entre deux réflecteurs A et B selon la formule suivante :

$$v_i^2 = \frac{v_{rms}^2(n)t(n) - v_{rms}^2(n-1)t(n-1)}{t(n) - t(n-1)} \quad (\text{Équation de Dix})$$

Où :  $V_i$  - vitesse de tranche,  
 $V_{rms}^2$  - vitesse quadratique moyenne,  
 $t$  - le temps de propagation, et  $n$  - nombre de couche.

On considère ici que les horizons sont faiblement pentés et que la vitesse pointée peut donc être assimilée à la vitesse RMS. Cette loi de vitesse est utilisée durant le pointé des vitesses pour s'assurer que ces vitesses sont réalistes.



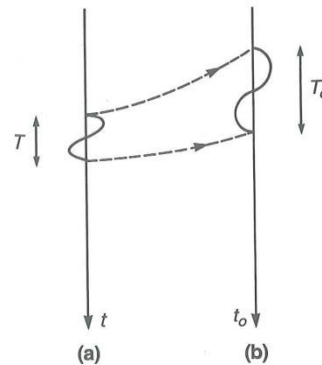
**Figure II.48.** Outils du pointé de vitesses sur GeoCluster. (a) Panneau de semblance : permet de visualiser l'amplitude du signal-somme pour chaque nœud de la grille vitesse/temps double. Les maximum d'énergie, en jaune orange rouge, indiquent une sommation constructive, et donc une correction NMO de qualité. Les cercles bleus représentent le pointé de vitesses. (b) Loi de vitesse  $V_a$  pointée convertie en vitesses d'intervalle, (c) point miroir avant correction MNO et (d) après application de la correction NMO et (e) mini-stacks calculés sur 10 CPM voisins après application d'une correction NMO selon les lois de vitesse données par les lignes pointillées noires sur la figure (a).

L'estimation judicieuse des vitesses dans le milieu traversé est une étape importante du traitement, qui conditionne ~80% de la qualité de l'image sismique finale. Le long des 4 profils du secteur d'Annaba, le pointé de vitesse s'est déroulé en 2 itérations (voire 3 itérations pour le Spi20), dans le but d'améliorer la loi de vitesse définie lors du traitement effectué à bord du bateau.

### ••• Pointé du mute externe

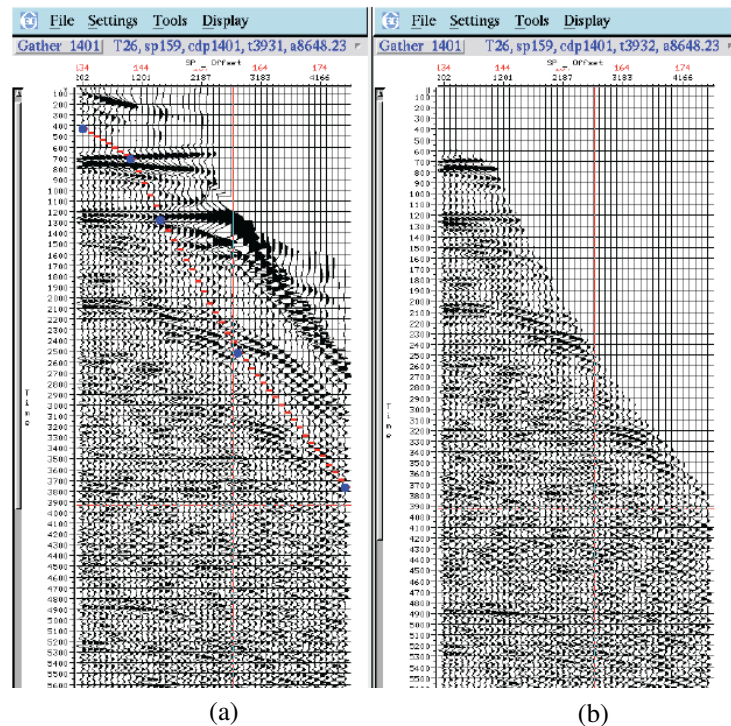
L'application de la correction NMO entraîne un étirement en temps des traces (**Fig. II.49**) d'autant plus fort que la correction NMO est importante. Ce phénomène, appelé

« stretching », est donc particulièrement fort pour les grands offsets et lorsque la vitesse de correction NMO est faible (**Fig. II.50a**).



**Figure II.49.** La correction NMO induit une distorsion des fréquences appelée « NMO-stretching ». Les événements sont décalés en temps, mais aussi en fréquence.

Ce phénomène concerne donc en premier lieu les réflecteurs superficiels. Ceux-ci disparaissent lors de la sommation de ces traces pour être remplacés par un signal basse fréquence de forte amplitude non interprétable. Pour l'éviter, on supprime les parties de traces étirées par l'application d'un *mute externe*, qui permet de mettre à zéro l'amplitude des échantillons affectés par le stretching (**Fig. II.50b**). Les limites du mute ont été pointées tous les 200 CMP, les valeurs entre ces CMP étant interpolées.

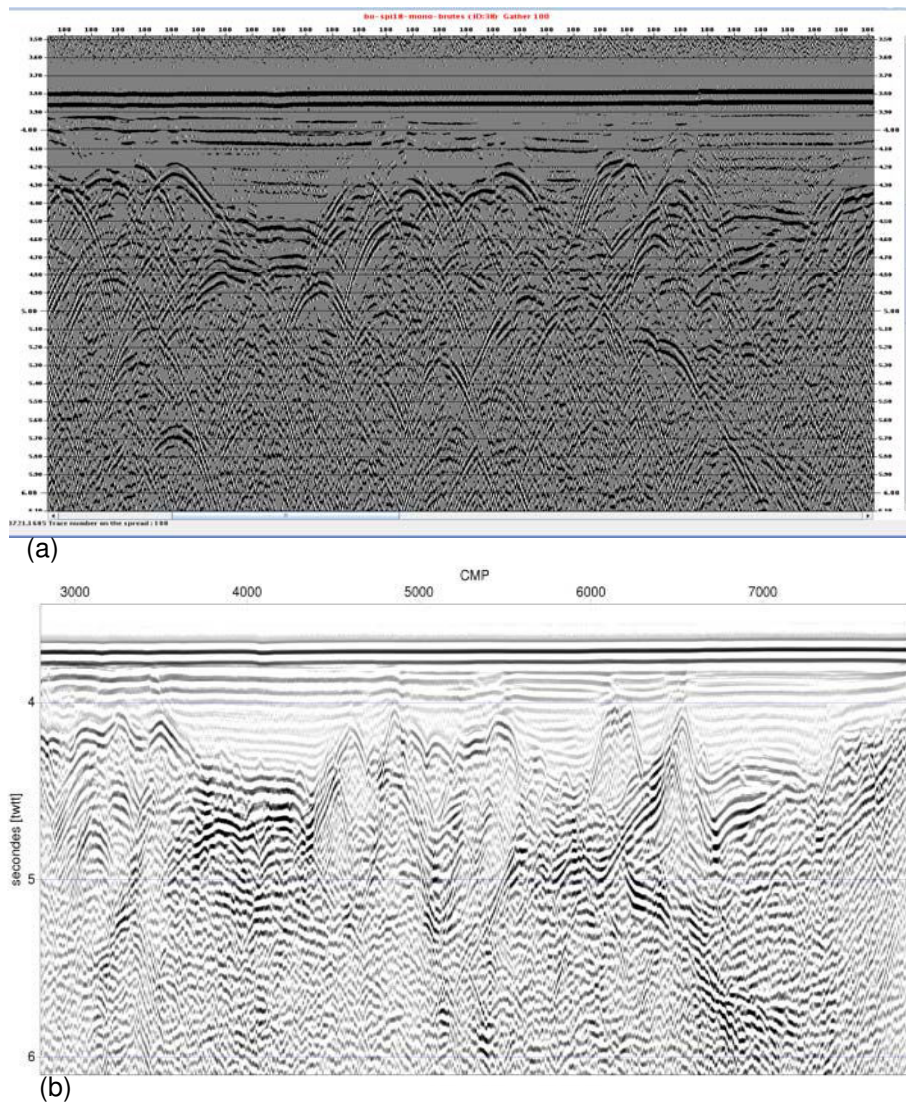


**Figure II.50.** Exemple de pointé de mute externe. Le phénomène de stretching est important pour les réflecteurs superficiels et les ondes réfractées. Pour éviter la sommation d'événements « stretchés », les points-miroirs sont mutés (l'amplitude de la partie étirée du signal est mise à zéro). (a) avant application de mute externe et (b) après application de mute externe.



#### d. Sommation en couverture multiple

Après application de la correction NMO et du mute externe, les traces appartenant au même CMP sont sommées (**Fig. II.51**). L'image obtenue après sommation est une section sismique à zéro-offset représentant un rapport signal/bruit nettement améliorée (**Fig. II.51b**), pour laquelle chaque trace sismique correspond à la somme d'environ 45 traces dans notre cas.



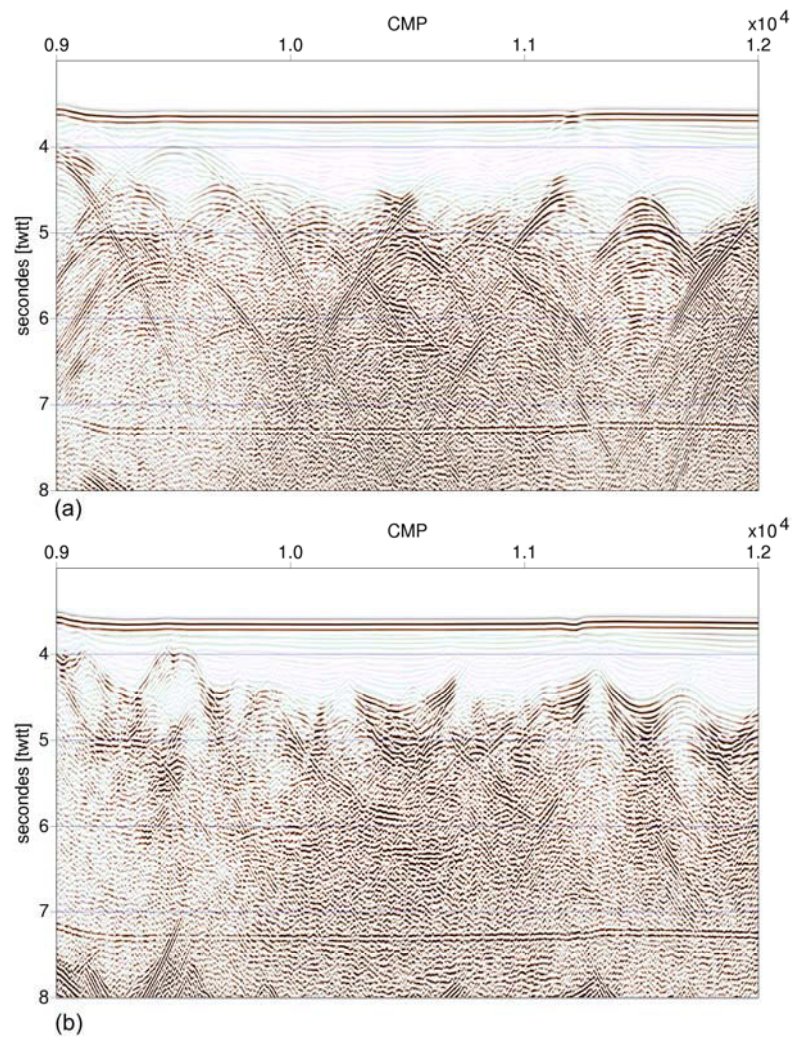
**Figure II.51.** Zoom sur le profil Spi18, (a) section sismique avant sommation (monotrace) et (b) après sommation. L'image obtenue après sommation est nettement améliorée et les réflecteurs sont mieux identifiables.

#### e. Migration post-sommation à vitesse constante

L'image issue de la sommation présente de nombreuses hyperboles de diffraction générées à chaque irrégularité des interfaces ou à chaque interruption de réflecteur. Ces hyperboles masquent fréquemment les réflecteurs et pénalisent ainsi l'interprétation sismique. Elles peuvent facilement être résorbées par une migration post-sommation, qui va focaliser les



hyperboles en leur apex. Pour cela, il est nécessaire d'approximer la vitesse RMS dans le milieu. Dans notre cas, les hyperboles sont essentiellement générées par les diapirs de sel du bassin profond, et au niveau de la surface Messinienne sous la pente continentale. Nous avons donc choisi d'appliquer une *vitesse de migration* constante (1550 m/s), dans le domaine F-K (module FKMIG) qui permet de résorber en grande partie ces hyperboles (**Fig. II.52b**). L'application d'une loi de vitesse croissante avec la profondeur, plus réaliste, aurait pu être choisie. Toutefois sur nos sections, les hyperboles n'étant pas générées dans les couches profondes de la section, des vitesses plus élevées n'apportent pas d'amélioration. Au contraire de fortes vitesses dégradent la section, car elles conduisent à une sur-migration du multiple, qui va alors présenter les « sourires de sur-migration » venant masquer les réflecteurs sous-jacents. Après la migration, les réflecteurs apparaissent plus clairement et le rapport signal/bruit est amélioré, les hyperboles ayant été éliminées (**Fig. II.52**).



**Figure II.52.** Zoom sur le profil Spi18, (a) section sismique sommée avant migration et (b) après migration. Sur l'image obtenue après migration les réflecteurs apparaissent plus clairement et le rapport signal/bruit est amélioré.

#### **f. Représentation de la section sismique finale**

Avant la représentation graphique de la section sismique finale issue de la migration en temps à vitesse constante après sommation, un filtre fréquentiel et une égalisation dynamique sont appliqués aux données.

Le filtre en fréquence permet d'éliminer le bruit situé en dehors de la gamme de fréquences du signal utile. L'égalisation dynamique permet de compenser la perte d'amplitude du signal en profondeur. Le module modifie les amplitudes du signal tel que l'amplitude moyenne soit constante le long d'une fenêtre glissant le long de la trace. Cette opération va renforcer les faibles amplitudes. La longueur de la fenêtre est ajustée en fonction du résultat souhaité : une fenêtre courte va homogénéiser l'amplitude de l'ensemble des réflecteurs, qu'ils soient de faible ou forte amplitude au départ. Une longue fenêtre permet quant à elle de renforcer les principaux réflecteurs, les réflecteurs de faible amplitude étant fortement atténués. Deux longueurs de fenêtres ont ici été appliquées. Une première, courte, de 500 à 800 ms a été choisie pour les unités superficielles offrant une bonne réflectivité, permettant de ne perdre aucune information dans les couches sédimentaires. Une deuxième, longue de 1500 à 2000 ms, a été préférée pour les unités profondes, afin de faire ressortir les rares réflecteurs du bruit ambiant. L'application des deux fenêtres s'appuie sur un horizon défini par l'opérateur, un délai de 100 ms appliqué de part et d'autre de cet horizon permettant de passer de façon progressive d'une longueur de fenêtre à l'autre.

### **3.3.3. Traitement approfondi en temps des données de sismique réflexion multitrace**

#### **a. Introduction**

Un traitement plus approfondi des données SMT a été effectué au laboratoire Géoazur, dans le but d'obtenir une meilleure image des structures profondes le long de la marge Algérienne dans sa partie orientale, notamment sous la marge. Ce traitement a fait l'objet de nombreux tests, afin de produire une image la plus claire possible des réflecteurs profonds. Ainsi, aux traitements standards vus précédemment, ont été ajoutés :

- le traitement de la signature (conversion de phase du signal),
- l'atténuation des multiples,
- la migration en temps avant sommation des données.

La séquence de traitement développée est synthétisée dans la **figure II.53**.

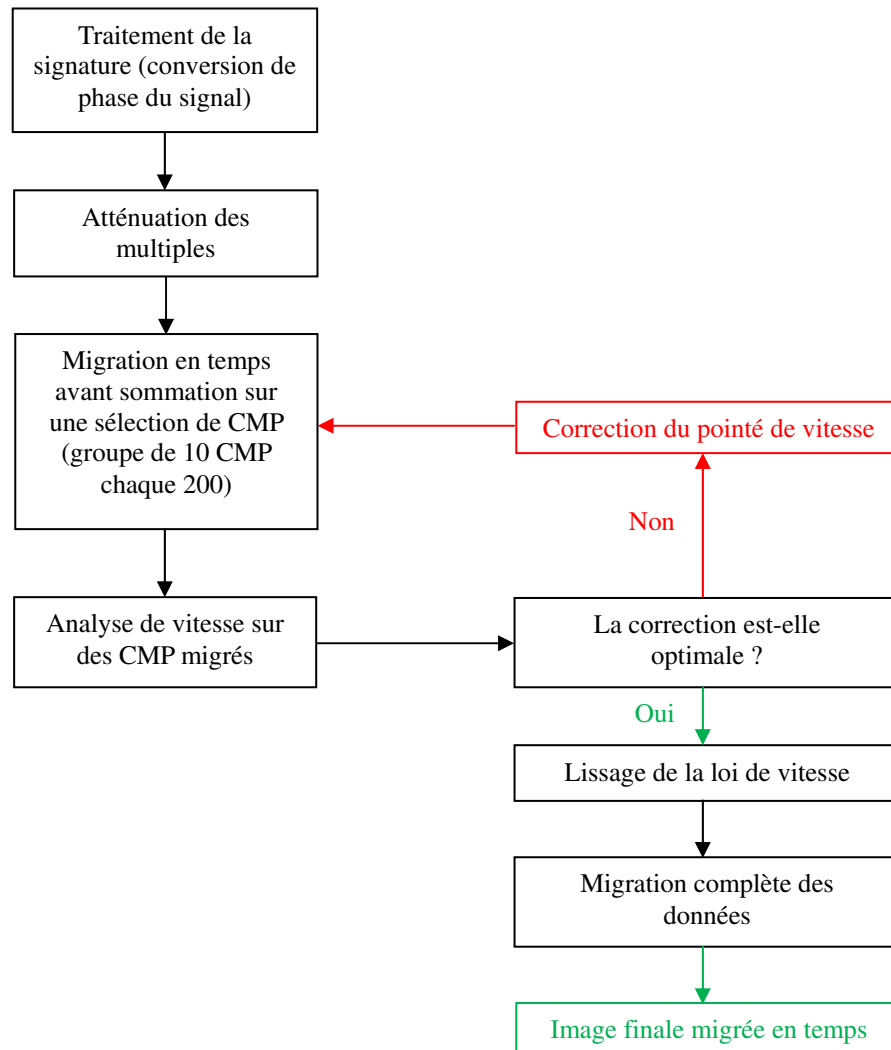


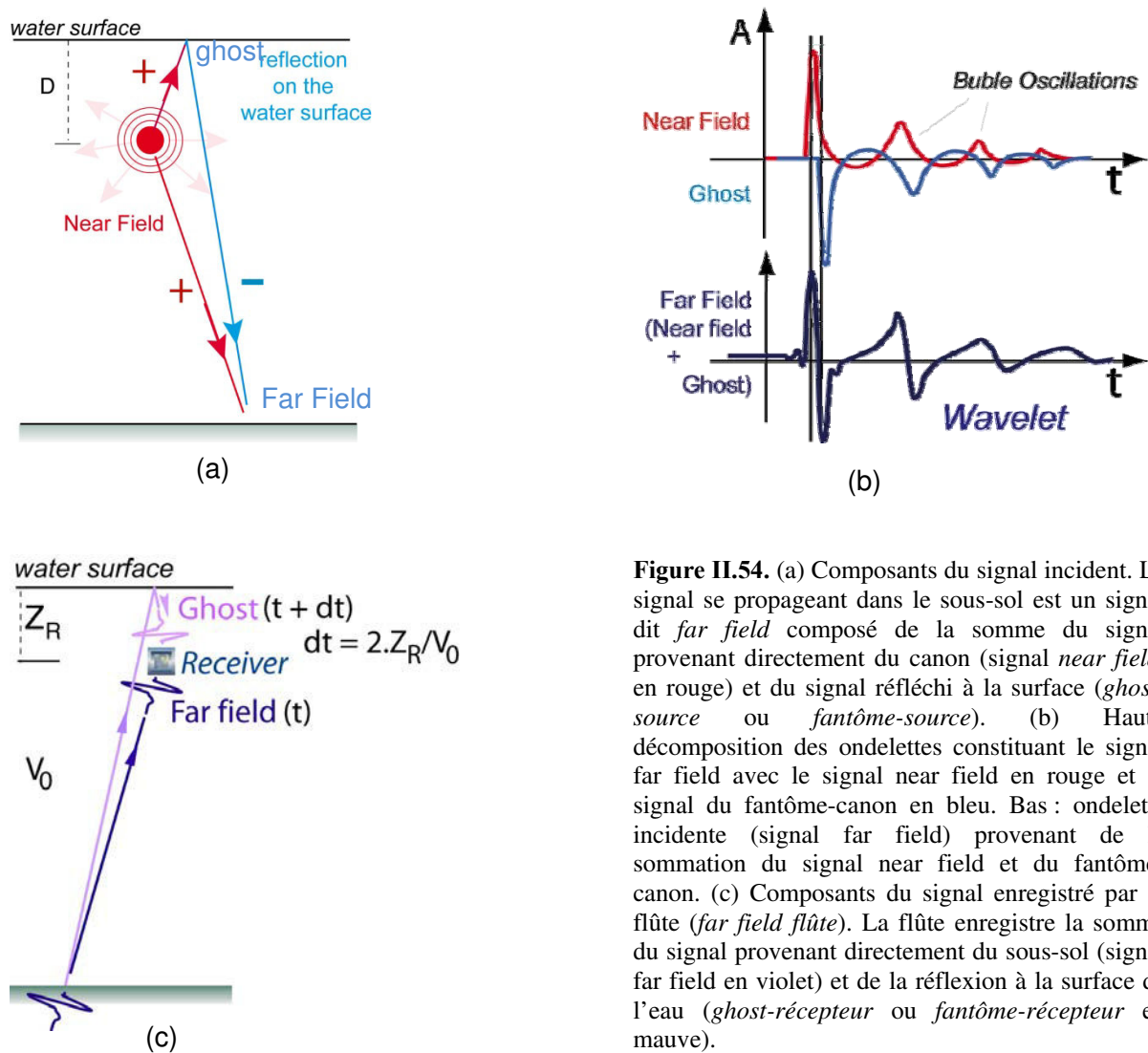
Figure II.53. Séquence de traitement « temps » améliorée appliquée sur les profils sismiques SPIRAL.

## b. Traitement de la signature

### ••• Le signal-source SPIRAL

Le signal enregistré après réflexion sur les interfaces du sous-sol correspond à la somme de plusieurs signaux. Il est formé en premier lieu par le signal *far field* ou *signal incident* (**Fig. II. 54b-bas**), qui correspond au signal se propageant dans le sous-sol, lui-même composé du signal *near field* émis par le canon (trajet en rouge sur la **Fig. II.54a** et ondelette en rouge sur la **Fig. II.54b-haut**), auquel s'ajoute le signal réfléchi en surface (*ghost* ou *fantôme-source*, trajet en bleu sur la **Fig. II.54a** et ondelette en bleu sur la **Fig. II.54b-haut**). Le signal enregistré par la flûte (*far field flûte*) correspond à la somme du signal *far field* après réflexion sur les interfaces du sous-sol (en violet sur la **Fig. II. 54c**), auquel s'ajoute le signal réfléchi en surface au-dessus de la flûte (*fantôme-récepteur*, en mauve sur la **Fig. II. 54c**).

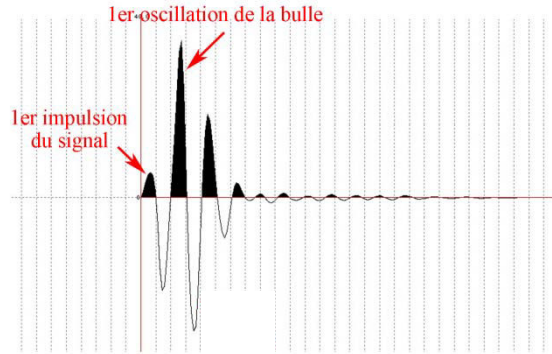
Le traitement du signal nécessite une bonne approximation du signal-source, appelé ondelette, qui intègre tous ces composants du signal. Différentes méthodes permettent d'estimer ce signal. Il peut être estimé de manière statistique, à partir des données, ou modélisé, à partir du signal near field enregistré durant l'acquisition par un hydrophone situé au voisinage de la source (**Fig. II.15c**).



**Figure II.54.** (a) Composants du signal incident. Le signal se propageant dans le sous-sol est un signal dit *far field* composé de la somme du signal provenant directement du canon (signal *near field*, en rouge) et du signal réfléchi à la surface (*ghost-source* ou *fantôme-source*). (b) Haut : décomposition des ondelettes constituant le signal *far field* avec le signal *near field* en rouge et le signal du fantôme-canon en bleu. Bas : ondelette incidente (signal *far field*) provenant de la sommation du signal *near field* et du fantôme-canon. (c) Composants du signal enregistré par la flûte (*far field flûte*). La flûte enregistre la somme du signal provenant directement du sous-sol (signal *far field* en violet) et de la réflexion à la surface de l'eau (*ghost-récepteur* ou *fantôme-récepteur* en mauve).

La différence de temps de trajet entre l'onde et son fantôme correspond au temps de trajet aller-retour entre la source (ou le récepteur) et la surface. Pour la source comme pour le récepteur, il peut donc être calculé à partir de la profondeur du canon et de la flûte. Pour modéliser le signal, on part du signal near field enregistré au voisinage de la source pour chaque tir, auquel on ajoute les signaux des fantômes –source et –flûte modélisés. C'est ce

signal qui représente l'ondelette qui sera répétée à chaque réflexion sur une trace sismique. Pour les acquisitions SPIRAL du premier leg, l'ondelette ainsi modélisée est représentée sur la **Fig. II.55**.



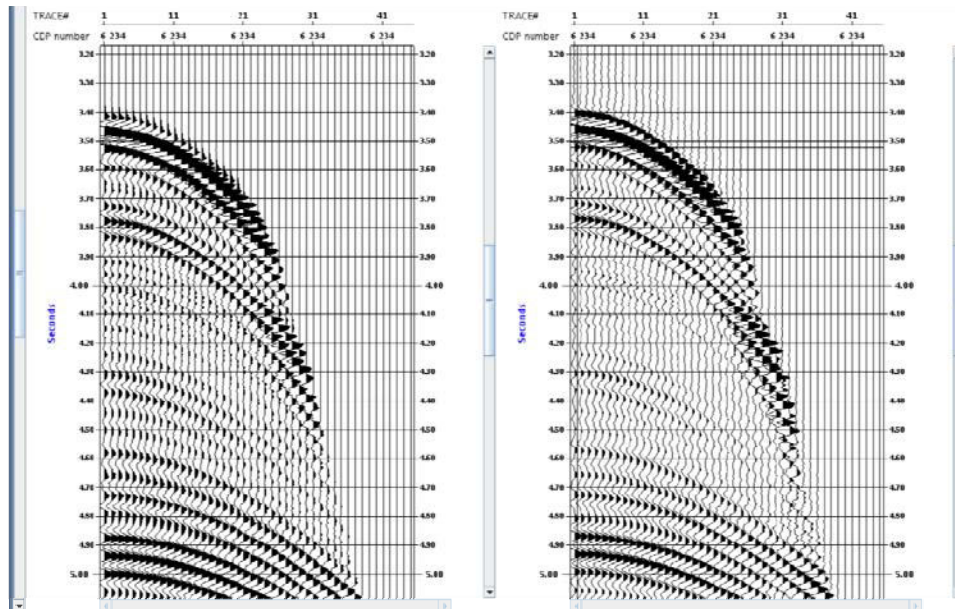
**Figure II.55.** Ondelette SPIRAL modélisée.

Le signal *monobulle* est un signal à phase mixte, très basse fréquence et présente plusieurs oscillations qui pénalisent la résolution verticale des données. Plusieurs types de traitement du signal ont été testés afin d'améliorer la qualité du signal, et donc l'image des réflecteurs, qui sont présentés ci-dessous.

### ••• Conversion minimum-phase du signal

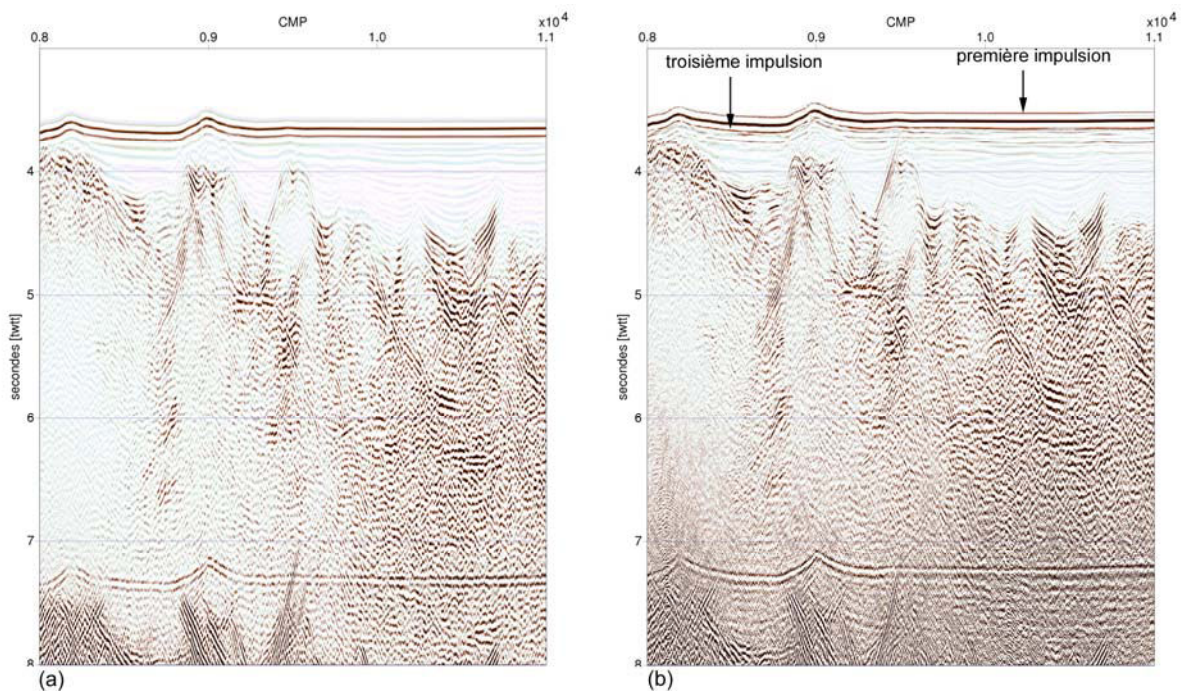
Lors de précédentes campagnes, notamment SISTEUR réalisée en 2000 au large de l'Equateur Colombie, un signal-source à priori très comparable au signal-source SPIRAL avait été « comprimé » en appliquant successivement aux données une conversion minimum-phase du signal puis une déconvolution, offrant des images de qualité présentés dans différentes publications (Collot et al., 2004 ; Sage et al., 2006 ; Calahorrano et al., 2008 ; Collot et al., 2008). Nous avons donc appliqué cette méthode à nos données. La *conversion minimum-phase* du signal permet de placer le maximum l'énergie au début de l'ondelette. Une fois converti, le signal est propre à être déconvoluer, contrairement aux signaux à phase mixte ou zéro-phase (voir plus loin). La conversion minimum-phase a été effectuée à l'aide du module WAPCO de GeoCluster. Il s'agit d'une conversion déterministe qui prend en compte en entrée l'ondelette modélisée et les données brutes. Après conversion, on observe que sur la réflexion sur le fond, la première impulsion a été renforcée et la troisième impulsion atténuée (Figs. II.56 et II.57).





**Figure II.56.** CMP N° 6234 du profil Spi18, avant (à gauche) et après (à droite) application de la conversion minimum phase (WAPCO).

La conversion minimim-phase est suivie d'une *déconvolution* qui permet de compacter le signal en atténuant les impulsions secondaires du signal pour le ramener à une brève impulsion. Deux types de déconvolutions ont été testés : une déconvolution « surface-consistante » avec le module DECSC de GeoCluster et une déconvolution prédictive avec le module TRITA de GeoCluster.

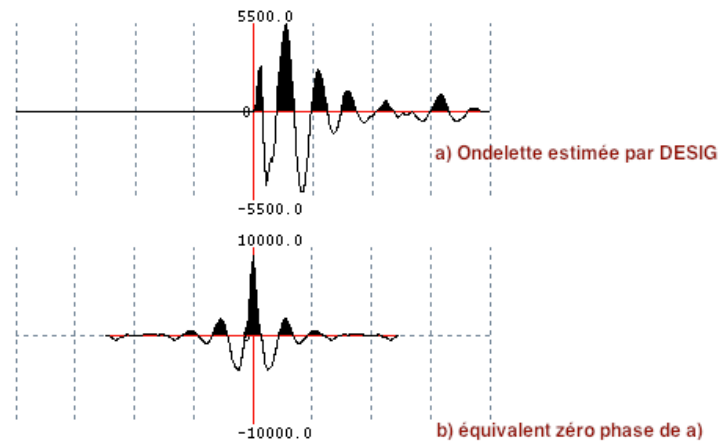


**Figure II.57.** Zoom sur le profil Spi18 (du CMP-8000 au CMP-11000), (a) avant conversion minimum phase et (b) après application conversion minimum phase suivi d'une déconvolution type DECSC. Après conversion, la première impulsion a été renforcée et la troisième impulsion atténuée.

Les résultats de l'application de cette méthode sur les données SPIRAL se sont révélés décevants. Malgré les nombreux tests de paramètres effectués, le signal converti n'est pas complètement minimum-phase, et la déconvolution ne parvient pas à réduire le signal à un réflecteur unique.

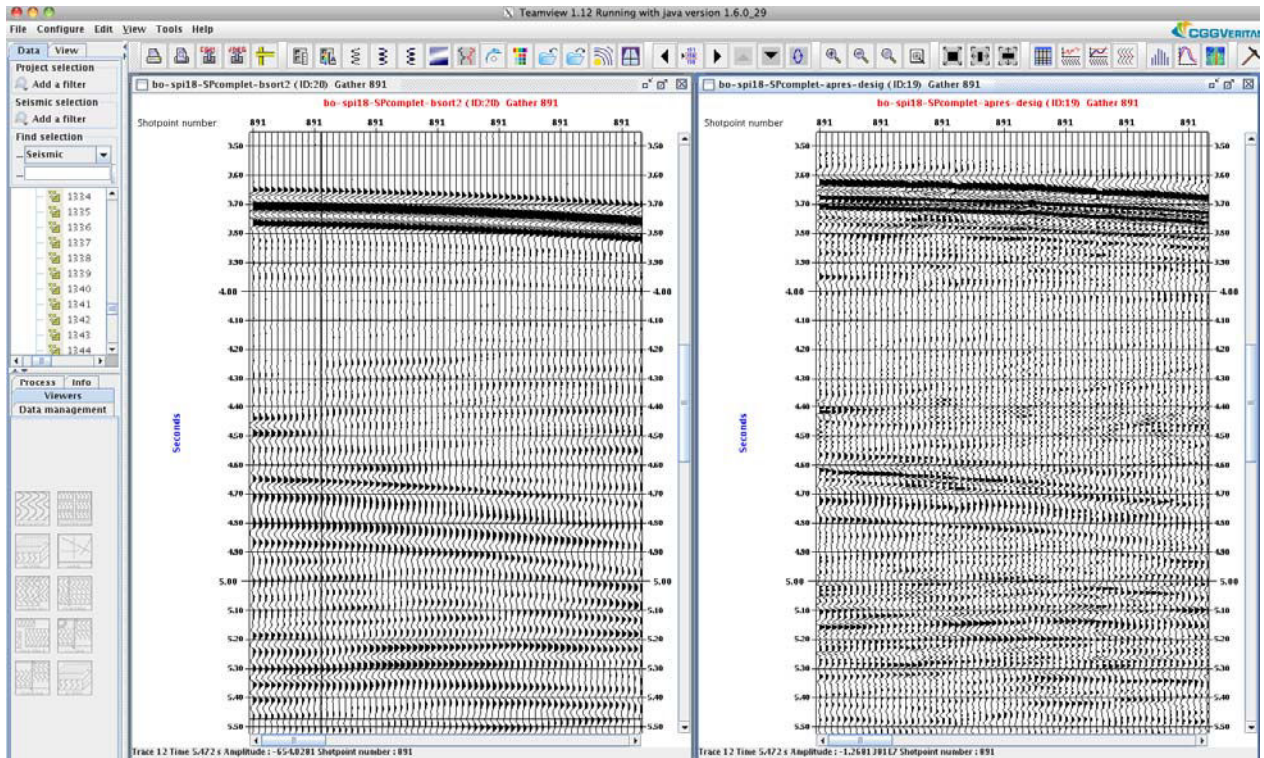
D'autres méthodes de traitement de la signature ont donc été testées, qui s'appuient sur la *conversion zéro-phase* du signal et sont décrites ci-dessous.

La conversion zéro-phase DESIG consiste à appliquer une déconvolution statistique prédictive basée sur les données, afin d'estimer l'ondelette source sur les données rangées en collection de points de tirs. Cette ondelette est ensuite convertie en une ondelette à phase nulle (Fig. II.58) via le module DESIG, qui va calculer l'opérateur de conversion qui sera ensuite appliqué aux données. En sortie nous obtiendrons des données converties zéro phase et déconvoluées.

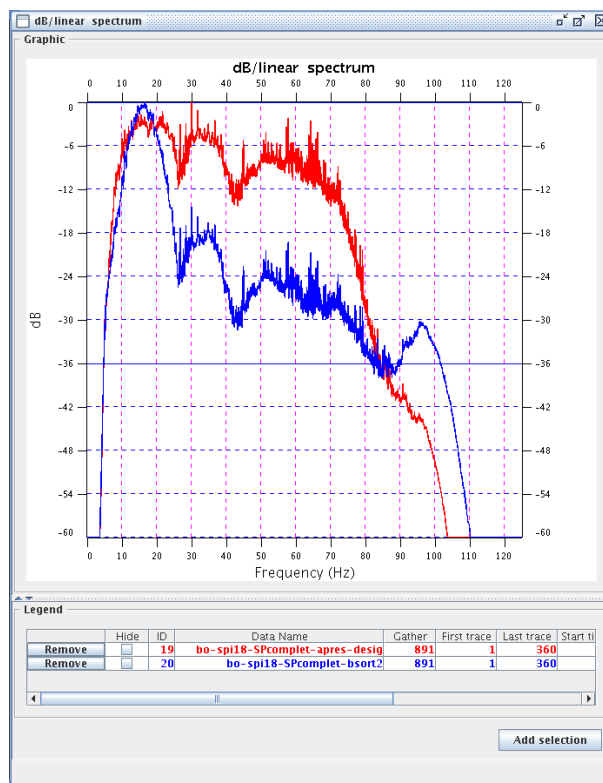


**Figure II.58.** (a) Ondelette estimée à partir des données par l'opérateur DESIG et (b) Equivalent zéro-phase, centré sur le réflecteur représenté par la ligne rouge.

Bien que la contraction du signal dans le temps soit bien visible (Fig. II.59), la déconvolution présente l'inconvénient d'être instable en fonction de l'offset. Autrement dit, le signal change de signature entre les offsets proches et lointains (Fig. II.60). Cette limite influe sur l'image finale après sommation (Fig. II.61). Nous avons donc testé une seconde méthode de conversion.

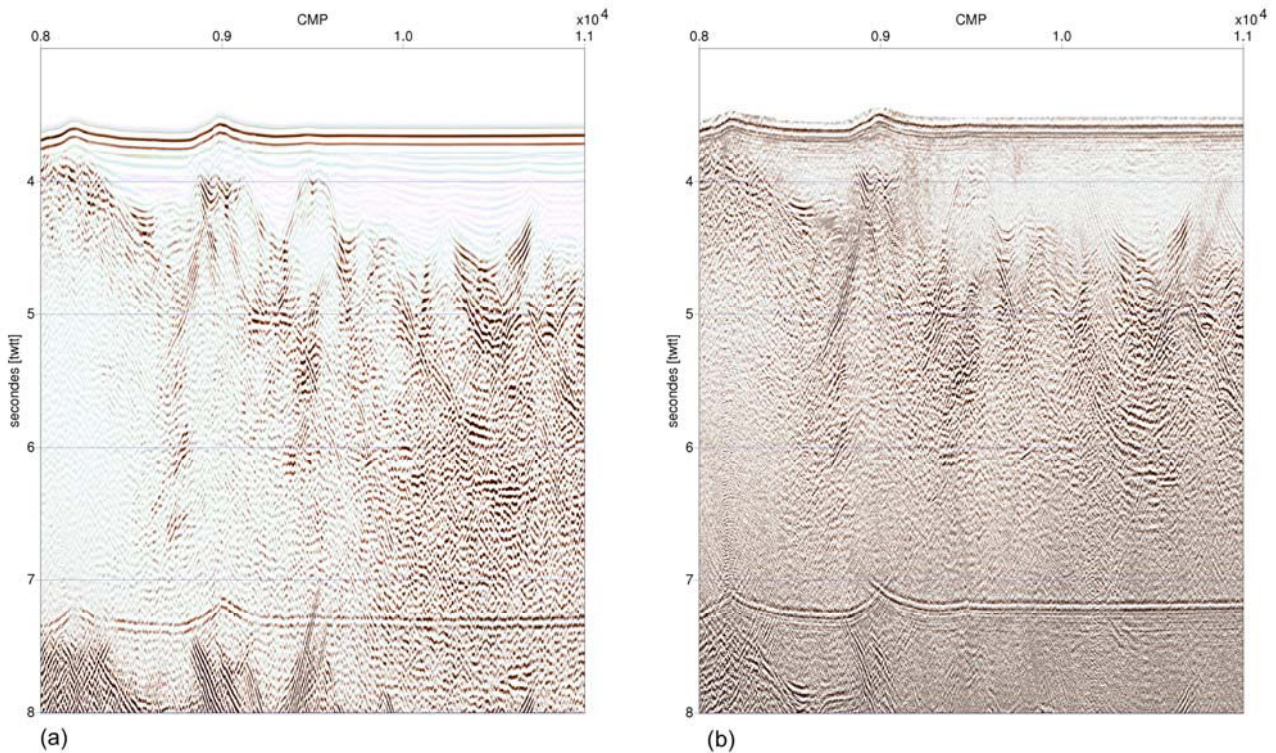


**Figure II.59.** CMP N° 891 du profil Spi18, avant (à gauche) et après (à droite) application de la conversion zéro-phase et la déconvolution du signal à l'aide du module DESIG.



**Figure II.60.** Spectres d'amplitude normalisés, calculés sur le CMP 891 du profil Spi18 avant (en bleu) et après (en rouge) l'application de la conversion zéro-phase et la déconvolution du signal à l'aide du module DESIG.

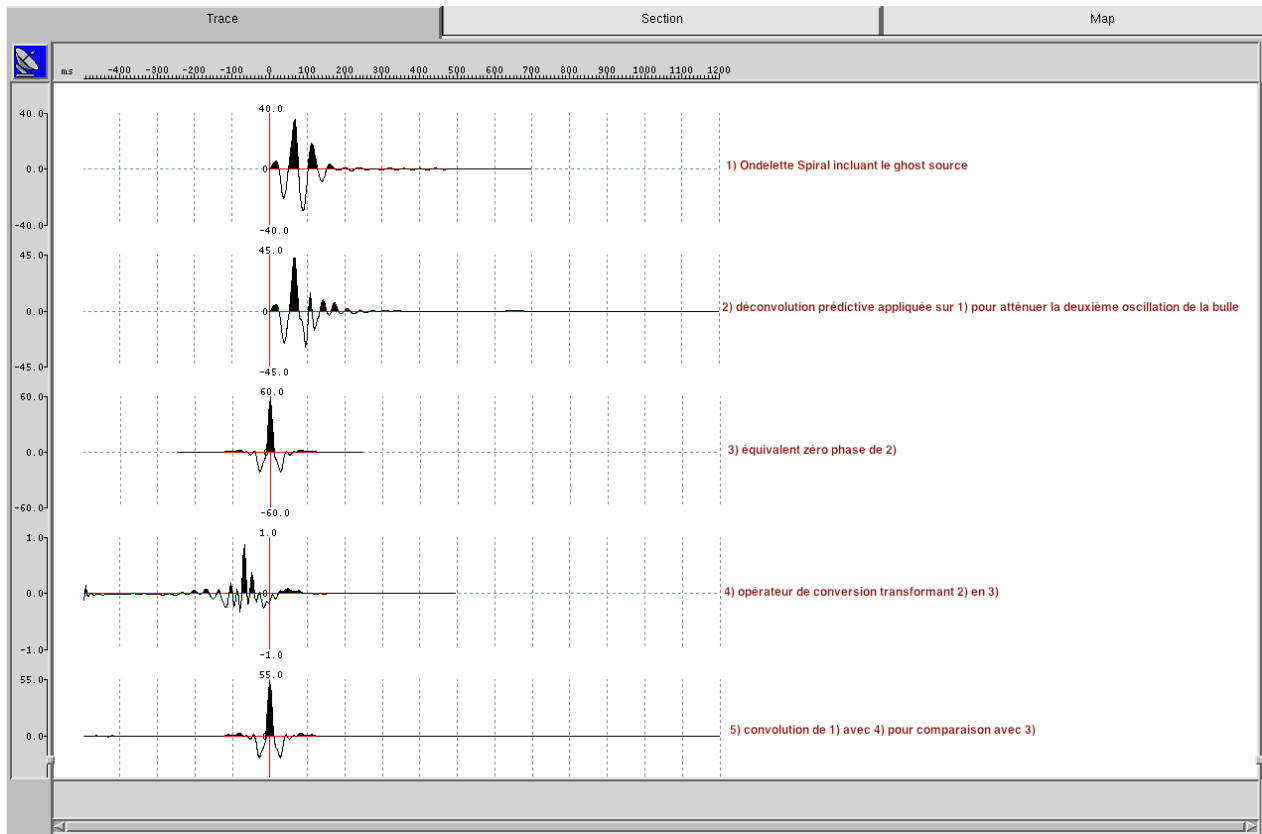




**Figure II.61.** Zoom sur le profil Spi18 (du CMP-8000 au CMP-11000), (a) avant conversion zéro-phase DESIG et (b) après application de la conversion zéro-phase DESIG. Le signal est bien contracté après conversion, mais cette déconvolution est instable en fonction de l'offset.

La conversion zéro-phase MATCALC-FILTR est effectuée selon la procédure représentée sur la figure II.62. Les différentes étapes réalisées pour le calcul et la validation de l'opérateur zéro-phase sont les suivantes :

- (1) Le signal-source far-field modélisé est utilisé comme ondelette,
- (2) ce signal subit une déconvolution prédictive afin de contracter le signal et d'atténuer la deuxième oscillation de la bulle,
- (3) son équivalent zéro-phase est calculé. Ce signal présente le même contenu fréquentiel que le signal avant conversion. Il est symétrique, l'impulsion principale étant centrée sur la position du réflecteur,
- (4) on détermine l'opérateur permettant la conversion de l'ondelette SPIRAL en l'ondelette zéro-phase (3),
- (5) On applique cet opérateur aux données par convolution, via le module FILTR. Afin de valider l'opérateur de conversion on compare l'ondelette résultant de la convolution de l'opérateur et l'ondelette SPIRAL initiale. Ainsi, l'opérateur est validé si la corrélation est bonne.



**Figure II.62.** Fabrication du filtre de conversion zéro-phase sous MATCALC.

Le résultat de cette méthode de conversion donne de meilleurs résultats que la précédente. Les réflecteurs sont compactés et recalés dans le temps. L'impulsion d'amplitude maximale sur les CMP convertis est remontée au niveau du premier pic de faible amplitude sur le CMP non converti (voir flèches rouges, **Fig. II.63**) : le réflecteur principal se situe exactement au niveau de l'interface de réflexion. Par ailleurs la 2<sup>ème</sup> impulsion est d'autre part légèrement atténuée par l'opération (**Figs. II.63 et II.64**), ce qui explique le décalage observé au niveau du spectre de phase (**Fig. II.65**). Le signal est donc plus compact, offrant une meilleure résolution verticale.



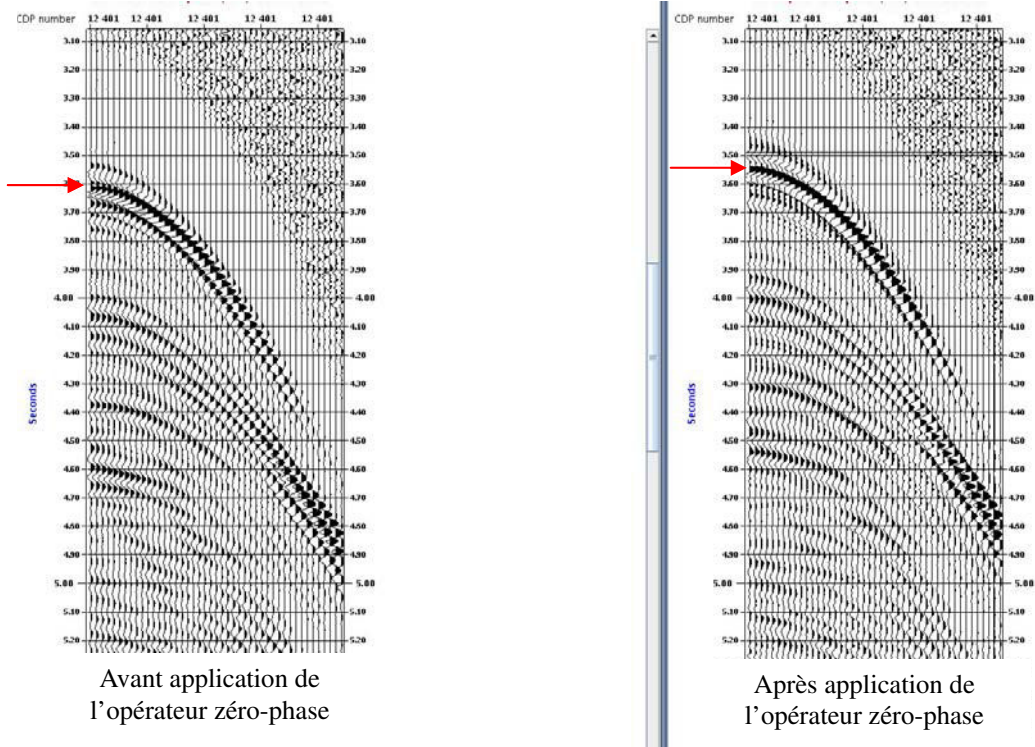


Figure II.63. CMP N° 12401 du profil Spi18, avant et après application de l'opérateur Zéro phase.

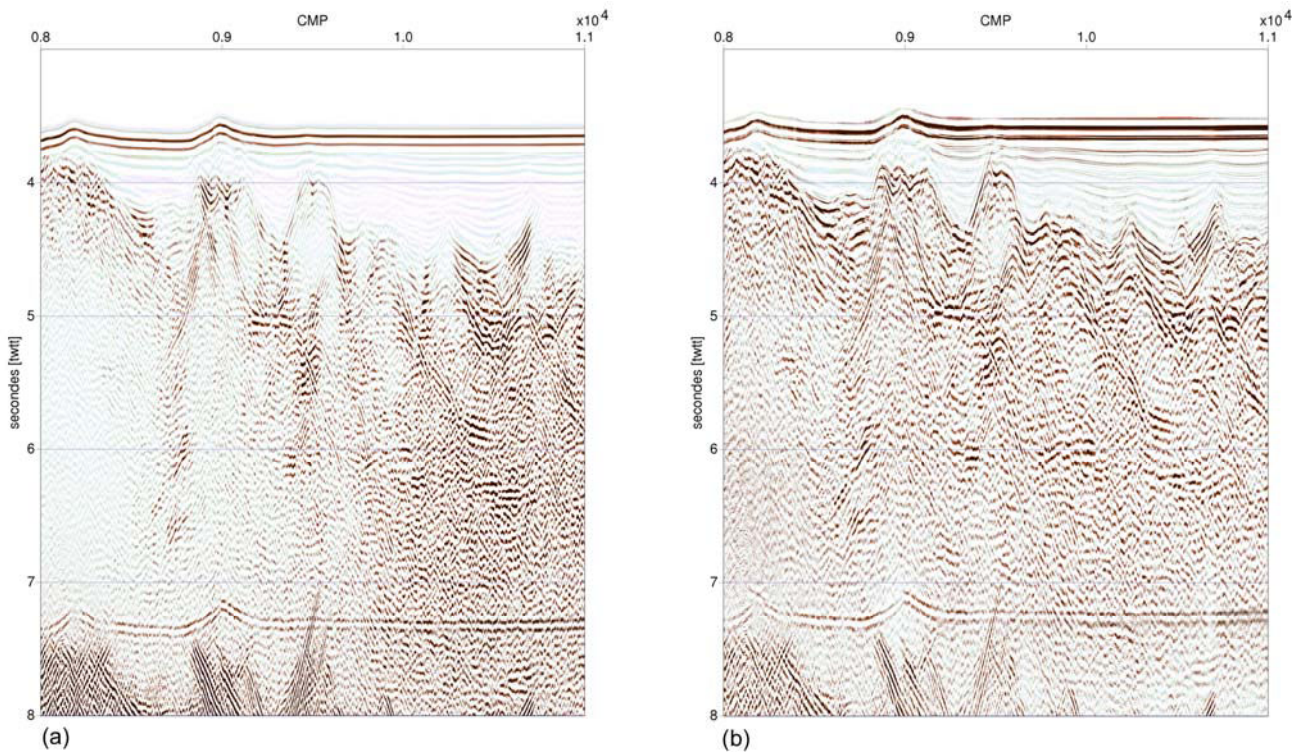
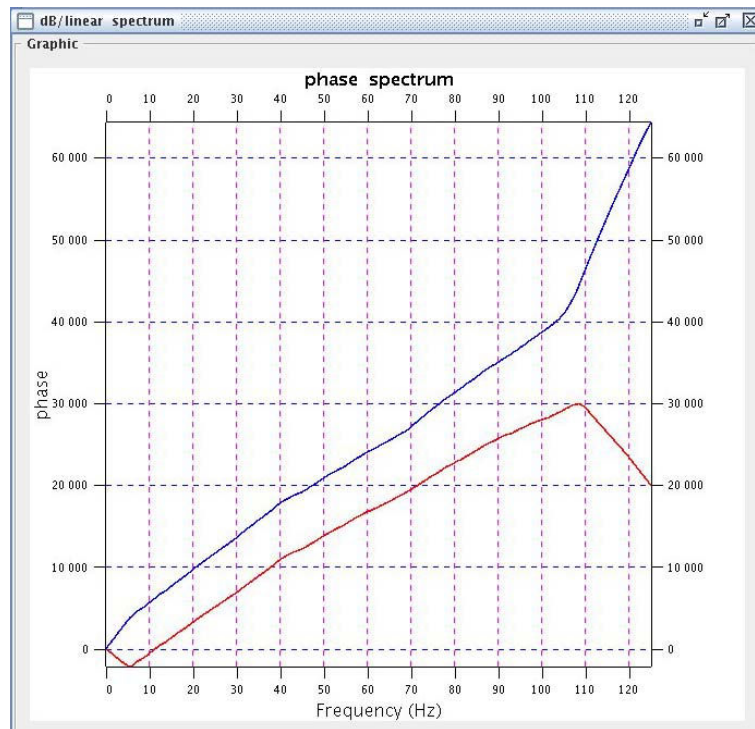


Figure II.64. Zoom sur le profil Spi18 (du CMP-8000 au CMP-11000), (a) avant conversion zéro-phase et (b) après application conversion Zero-phase MATCALC-FILTR. Sur l'image convertie, la conversion zéro-phase a recalé les réflecteurs en temps.



**Figure II.65.** Spectre de phase du CMP 12401 du profil Spi18. En rouge avant l'application de l'opérateur de conversion zéro-phase, en bleu après application de l'opérateur.

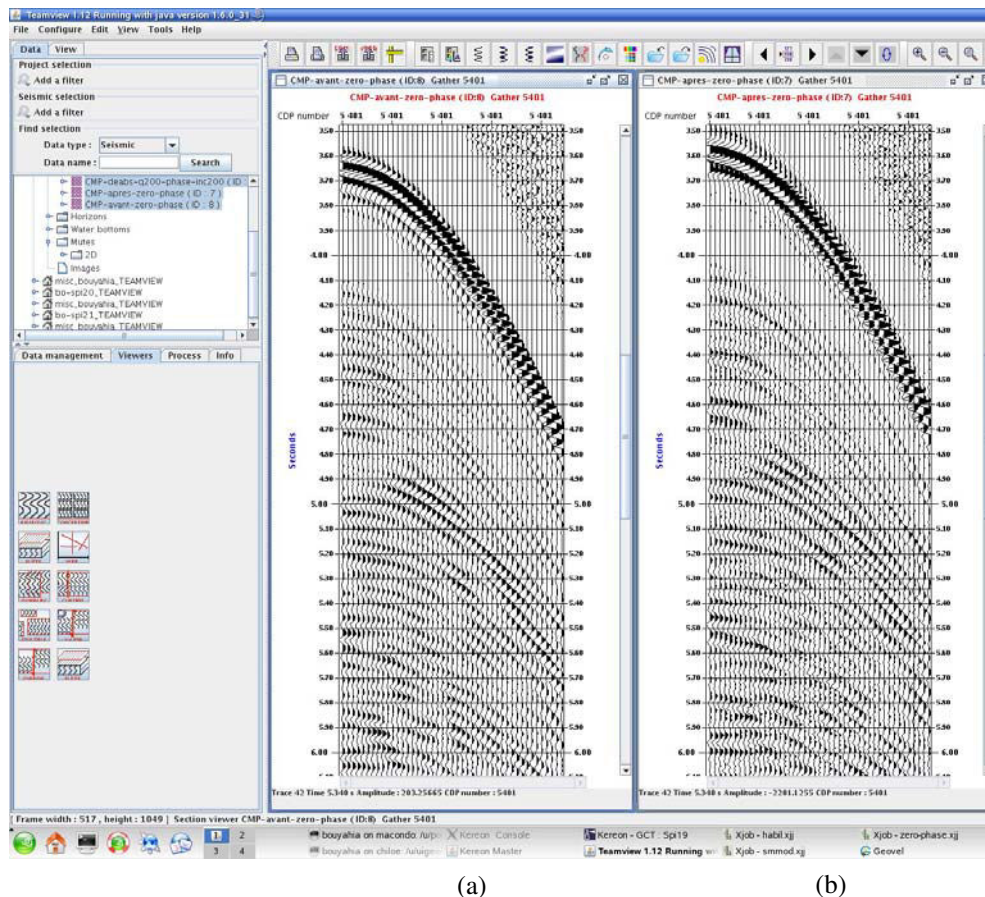
### •• Correction de phase (Application d'un filtre de compensation d'absorption)

La conversion zéro-phase ne permet théoriquement pas d'appliquer les méthodes classiques de déconvolution, adaptées à un signal minimum-phase. Afin de compenser la non-application d'une déconvolution dans cette séquence de traitement et d'obtenir un effet relativement proche d'une déconvolution, un filtre de correction de phase (inverse Q filter) a été appliqué.

L'application de la correction de phase permet de rendre à l'ondelette son état stationnaire qui a été perturbé par la dispersion de l'énergie lors de sa propagation dans le milieu traversé. Ce filtre est appliqué via le module GCT DEABS de GeoCluster qui utilise le facteur de qualité Q représentant le filtrage naturel de la Terre. En appliquant un filtre Q inverse on doit se débarrasser de ce phénomène (dispersion d'énergie). Sur nos données un facteur qualité  $Q = 200$  a été utilisé suite à plusieurs tests.

Un exemple d'un CMP avant et après application de la correction de phase est représenté sur la figure II.66.





**Figure II.66.** CMP N° 5401 du profil Spi18. (a) avant application de la conversion zéro-phase, (b) après application de la conversion zéro-phase la correction de phase.

### c. Atténuation des multiples

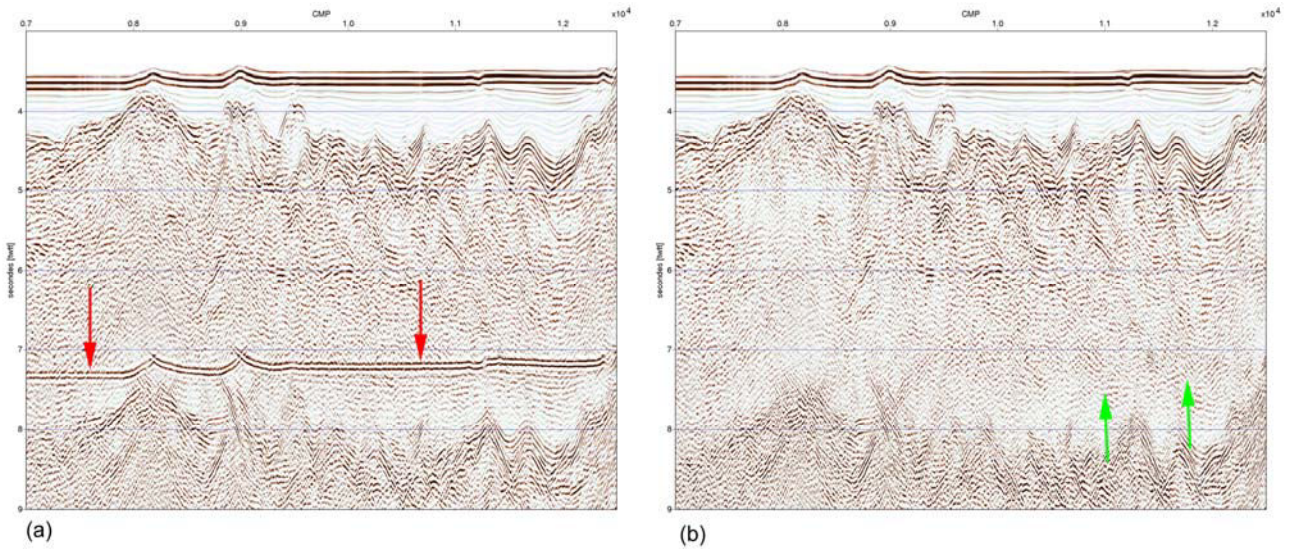
Les *multiples* sont des artéfacts liés aux réflexions multiples dans les différentes couches, et notamment dans la tranche d'eau.

Sur la section sismique, les multiples forment des réflecteurs secondaires qui se superposent aux réflecteurs réels appelés *primaires* et les masquent. C'est ce qu'on observe localement le long de nos profils dans le bassin profond à partir de 7.2-7.3 secondes temps double, qui représente la profondeur en temps double du fond d'eau et au même temps il s'agit de l'ordre de grandeur attendu pour imager le Moho sismique (**Fig. II.67a et b**). D'où l'importance d'atténuer au mieux les multiples afin d'imager au maximum toute l'information utile sur la structure profonde le long de chaque profil, leur suppression totale étant en général impossible.

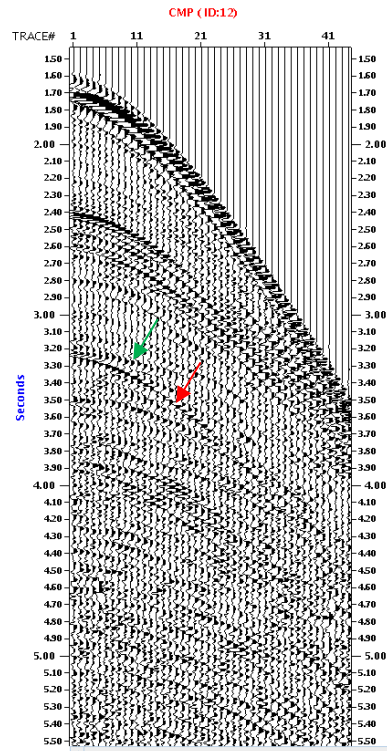
Sur les collections de traces en point-miroirs, ils forment des hyperboles de forte courbure (vitesse de propagation faible, à la vitesse de l'eau ou des couches sédimentaires), observées à la même profondeur que les hyperboles de primaires de plus faible courbure (plus forte

vitesse) (**Fig. II.68**). Cette différence de courbure entre primaires et multiples est utilisée dans certaines méthodes d'atténuation du multiple, comme nous le verrons par la suite.

Pour atténuer les multiples nous avons testé plusieurs méthodes sur nos données, qui font l'objet des paragraphes suivants. La première s'appuie sur la soustraction aux données d'un modèle de multiple. La seconde s'appuie sur la différence de courbure entre multiples et primaires sur les point-miroirs.



**Figure II.67.** La présence des multiples (flèches rouges en (a)), masque les réflecteurs primaires (flèches vertes en (b)). Le challenge est d'atténuer voire d'éliminer les multiples sans supprimer les primaires.



**Figure II.68.** Exemple représentatif d'une sélection en point-miroirs. Vers 3.25 s on aperçoit l'hyperbole d'un primaire (flèche verte) et l'hyperbole d'un multiple (flèche rouge).

### ••• Atténuation des multiples par la méthode de modélisation et soustraction

Deux types de modules ont été testés sous GeoCluster. Il s'agit d'une part de SMMOD+ADAPT et d'autre part de SOMUL.

Le module SMMOD de GeoCluster permet de créer un modèle de multiples à partir des données, sans à priori sur la position des interfaces ou de la répartition des vitesses de propagation. Il s'agit d'une modélisation pré-stack des multiples, basée sur la méthode 2D-SRME (Surface-Related Multiple Elimination) développée par **Berkhout et Verschuur (1997)**. Sur la figure II.69, un multiple lié à la réflexion sur la surface de l'eau est constitué de deux rais différents qui sont connectés à la surface en un point de réflexion (rouge et bleu, Fig. II.69). Chaque trajectoire est assimilable à une réflexion primaire, donc à partir de la combinaison de deux primaires, on peut construire un multiple lié à la surface à partir des données. Cependant le point de réflexion du multiple à la surface n'est pas connu. On peut le déterminer en combinant tous les points de réflexion possibles à la surface en convoluant les ondes enregistrées par une collection point de tir commun (une source - plusieurs récepteurs) avec celles enregistrées par une collection récepteur commun (un récepteur - plusieurs sources). Tout ceci est quantifié mathématiquement par la formule suivante :

$$M(\omega, x_r, x_s) = \frac{1}{N} \sum_{x_k} P(\omega, x_r, x_k) P(\omega, x_k, x_s)$$

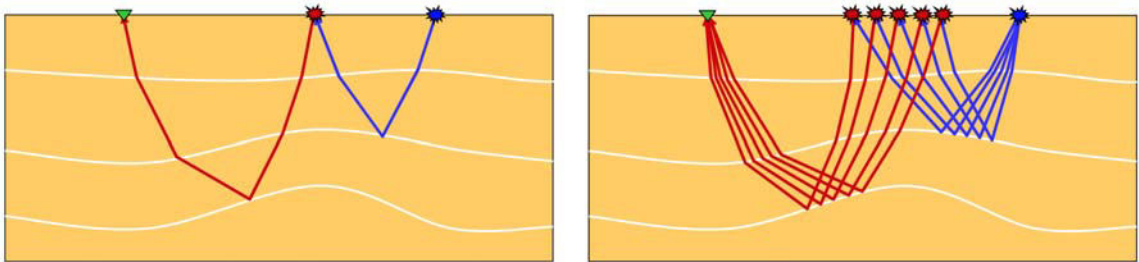
Avec :  $M(\omega, x_r, x_s)$  - modèle de multiple prédit,

$P(\omega, x_r, x_k)$  - données sismiques mesurées au récepteur  $x_r$ ,

$P(\omega, x_k, x_s)$  - données sismiques mesurées à la source  $x_s$  dans le domaine fréquentiel,

$N$  - nombre de traces sommées qui ont contribué à construire le multiple,

$x_k$  - point de réflexion en surface.



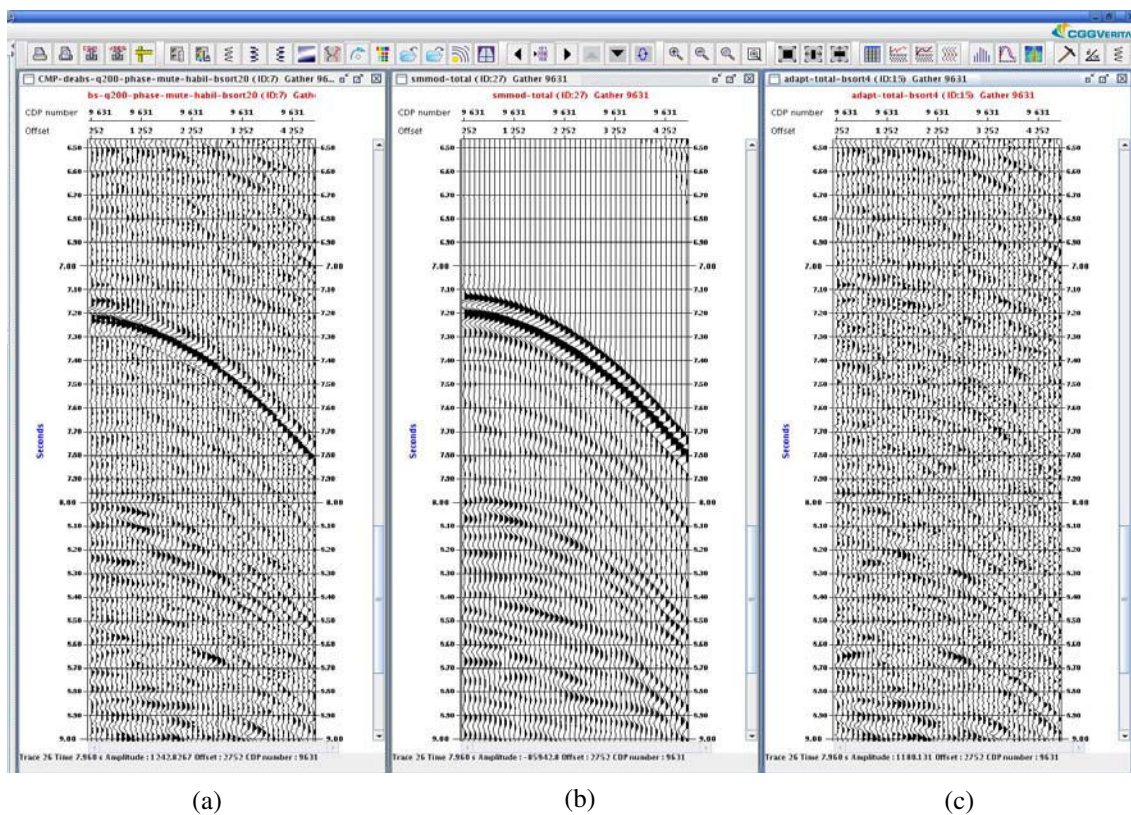
**Figure II.69.** Schéma illustrant le principe de la méthode 2D-SRME. L'étoile bleue représente la source et l'étoile rouge le point de réflexion en surface, le récepteur est représenté par le triangle vert. La collection point de tir commun est schématisée par les trajets bleus et la collection-récepteur commun par les trajets rouges.

Une fois le modèle calculé par le module SMMOD, la soustraction adaptative des multiples de la couche d'eau dans le domaine t-x est réalisée en deux temps par le module ADAPT. Le



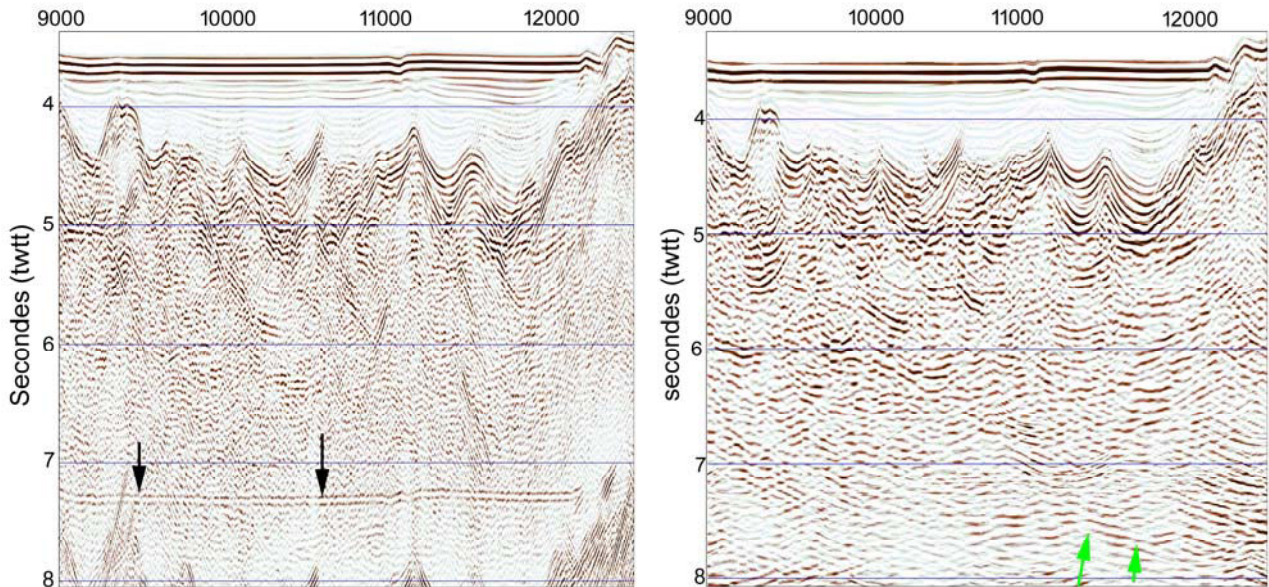
modèle des multiples est tout d'abord adapté globalement aux données puis ce modèle modifié est adapté plus finement aux données grâce à une fenêtre spatio-temporelle plus réduite pour être ensuite soustraite aux données. La soustraction du modèle des multiples aux données est appliquée à partir de la profondeur d'observation des multiples afin de préserver le signal entre la réflexion du fond et le multiple (Fig. II.70). Le module ADAPT travaillant en *plans offset* (collections de traces à offset constant), les données ont été préalablement triées en fonction de l'entête de traces N°20, qui contient la distance source-récepteur.

La combinaison de ceux deux modules permet de très bien atténuer le multiple du fond, et notamment dans le bassin profond où la bathymétrie est plane (Fig. II.71).



**Figure II.70.** Atténuation des multiples, exemple de CMP 9631 du profil Spi18. (a) données avec les multiples, (b) modèle de multiples estimé à partir des données (SMMOD) et ajusté (via le module ADAPT), (c) le résultat de la soustraction entre (a) et (b).

Dans la seconde méthode, *le module CGT SOMUL* permet de soustraire un modèle de multiples. Il est adapté pour une analyse locale et globale, il suffit juste de lui définir le temps d'arrivée du fond d'eau et les paramètres d'analyse (la longueur de l'opérateur et la fenêtre de calcul). Il s'appuie sur la périodicité du multiple du fond de l'eau pour créer un modèle de multiples, l'adapter aux données et ensuite le soustraire. L'application de cette phase de traitement n'a pas donné de résultats satisfaisants (Fig. II. 72b).

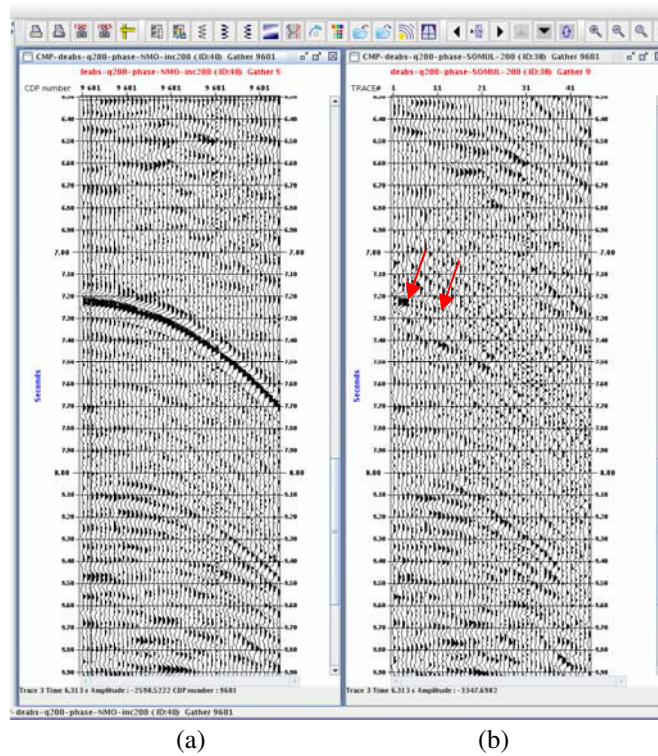


**Figure II.71.** Zoom sur la section Spi18 ; (a) : sans application de l'anti-multiples, les flèches noires pointent le multiple du fond de l'eau. (b) : après soustraction aux données d'un modèle de multiple (SMMOD+ADAPT), les flèches vertes pointent des réflexions primaires. Cette méthode permet de bien atténuer le multiple du fond.

### ••• Atténuation des multiples par utilisation des différences de courbure Primaires/Multiples

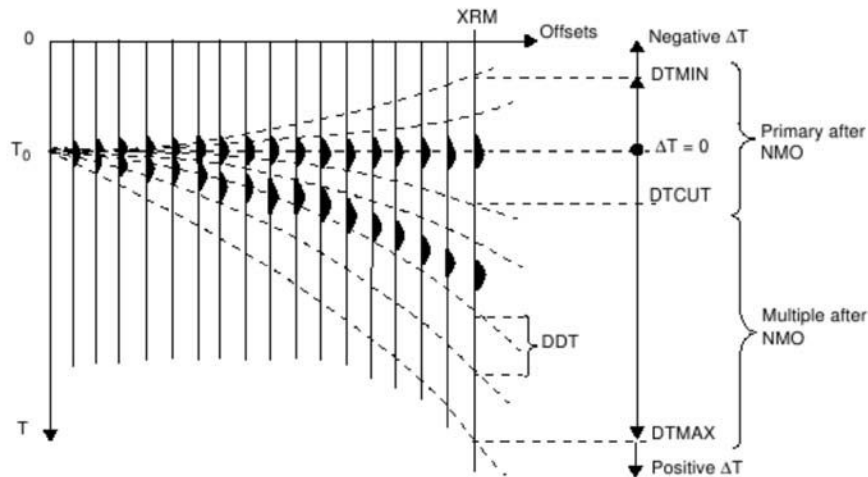
Le module CGT RAMUR permet l'atténuation des multiples dans le domaine Radon, qui se base sur la différence de courbure entre les arrivées primaires et les arrivées multiples après correction NMO (**Fig. II.73**). Le module CGT RAMUR scanne les hyperboles pour détecter celles correspondant aux primaires et les rejeter, afin de garder uniquement celles liées aux multiples dans le but de construire un modèle de multiples qui sera soustrait aux données. L'un des avantages de ce module est qu'il n'affecte pas les amplitudes réelles, et permet donc de travailler en amplitudes préservées, ce qui est un pré-requis pour l'application de méthodes de traitements avancés telles que la migration profondeur avant-sommation. Néanmoins, le long de nos profils et après application de cette méthode, certains résidus de multiples restent visibles localement surtout sous la marge avec la présence des pentes en zone de faibles profondeurs, où la vitesse de correction NMO des multiples et celle des primaires sont proches.



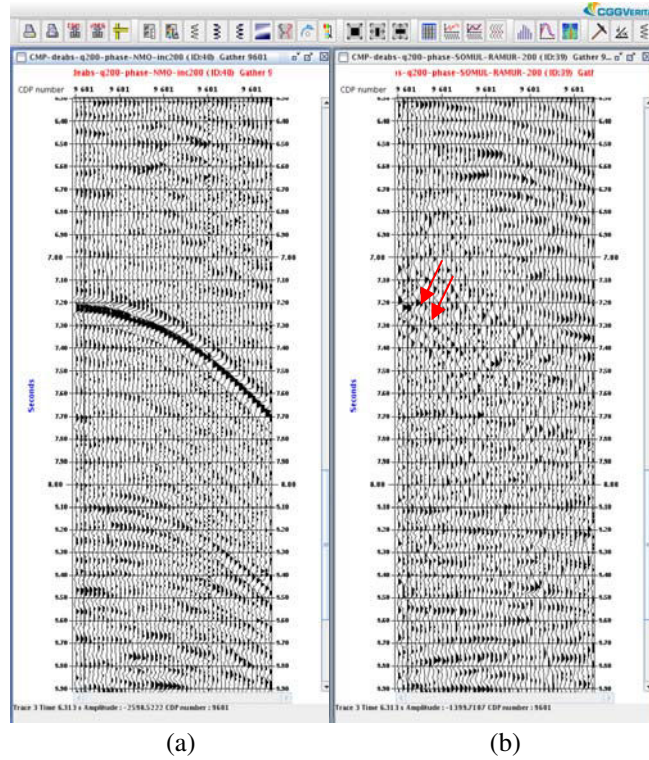


**Figure II.72.** Atténuation des multiples, exemple de CMP 9601 du profil Spi18. (a) données avec les multiples, (b) après atténuation des multiples via l'application du module SOMUL. On observe certains résidus de multiple (flèches rouges) après application de ce module.

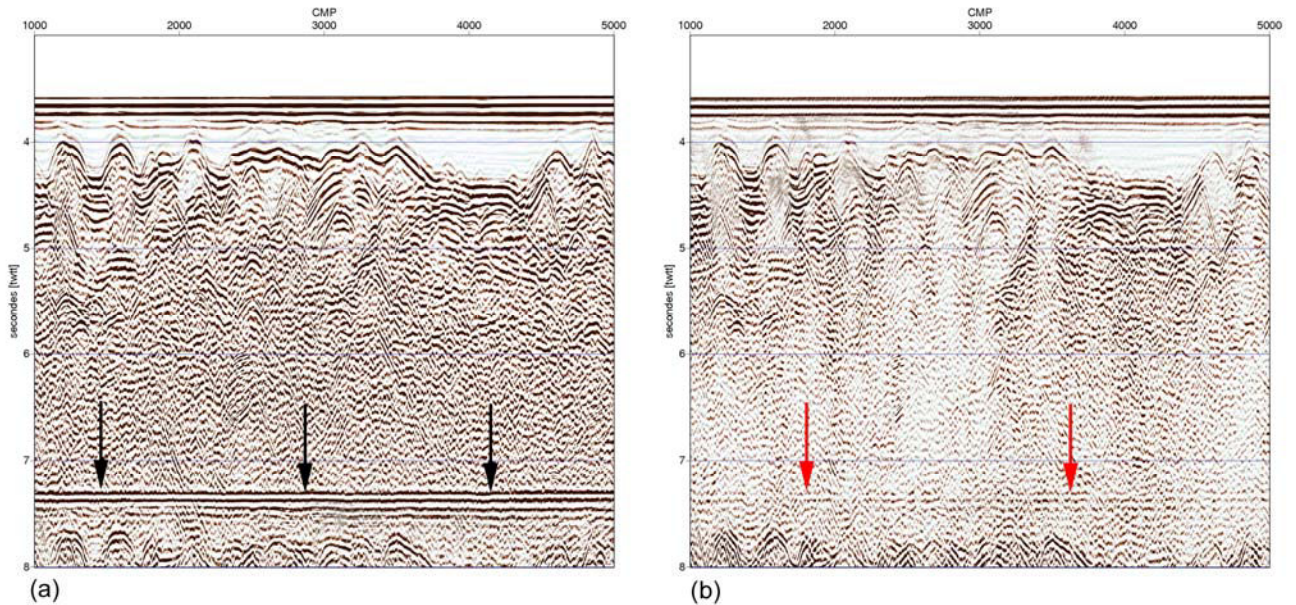
La figure II.74 montre un exemple de CMP avant et après application de RAMUR, il s'agit du même exemple de CMP (9601 du profil Spi18) montré précédemment après soustraction d'un modèle de multiple aux données. On observe un résidu de multiples plus important que dans la première méthode, notamment aux courts offsets (Figs. II.74 et 75).



**Figure II.73.** Principe d'atténuation des multiples dans le domaine Radon avec le module CGT RAMUR. DTCUT définit la limite, exprimée en ms, entre les primaires (zone comprise entre DTMIN et DTCUT) et les multiples (zone comprise entre DTCUT et DTMAX), cette valeur sera utilisée dans le domaine Radon pour soustraire les multiples aux données.



**Figure II.74.** Atténuation des multiples, il s'agit du même CMP montré dans la figure II.70. (a) données avec les multiples, et (b) atténuation des multiples après application de RAMUR. Le multiple reste en partie présent (flèches rouges), notamment aux courts offsets.

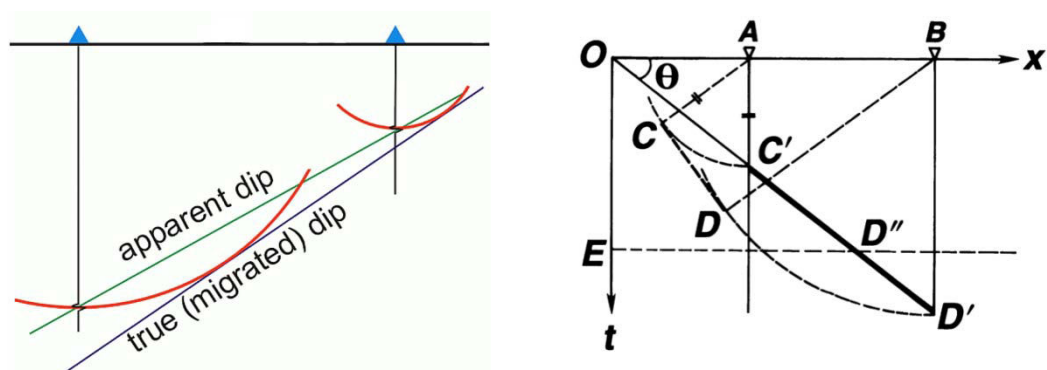


**Figure II.75.** Zoom sur la section Spi18; (a) : sans application de l'anti-multiples, (b) : après application de l'anti-multiples s'appuyant sur la différence de courbure entre multiples et primaires sur les points-miroirs. Les flèches noires indiquent la position du multiple du fond de l'eau. Un résidu de multiple (flèches rouges) reste visible avec l'application de cette méthode.

En conclusion, les différents modules testés permettent de relativement bien atténuer les multiples du fond, notamment dans le bassin profond. Ce traitement a également atténué les multiples sous la marge, mais d'une façon un peu moins efficace. Par ailleurs, les multiples des zones de diapirs restent présents dans le bassin profond. La comparaison des deux méthodes testées (modélisation/soustraction d'un modèle de multiple ou anti-multiple dans le domaine Radon) montre que sur nos données, la première méthode basée sur la modélisation et soustraction des multiples donne les meilleurs résultats, car elle préserve mieux les réflecteurs primaires situés au même niveau que les multiples. J'ai donc choisi cette méthode pour atténuer les multiples de l'ensemble du secteur d'Annaba, en faisant le choix des modules SMMOD+ADAPT.

#### d. Migration en temps avant sommation

Après correction dynamique (NMO), les temps de trajets des ondes réfléchies sont ceux que l'on aurait observés avec un capteur à déport nul, c'est à dire confondu avec la source. Cela est vrai dans le cas de réflecteurs horizontaux mais ne l'est plus dans le cas de réflecteurs pentés. En présence de pendage, la section-somme n'est donc pas identique à la section à déport nul. A ce stade, la représentation sismique d'un réflecteur penté est incorrecte. Le but de la migration est de repositionner correctement ces événements à l'endroit correspondant au point de réflexion où le rayon sismique arrive à incidence normale mais aussi de focaliser les événements diffractants (Fig. II.76). Ici, nous avons appliqué une migration de type Kirchhoff en temps avant sommation sur les données (i.e. **Yilmaz, 1987**) avec le module CGT TIKIM de GeoCluster.

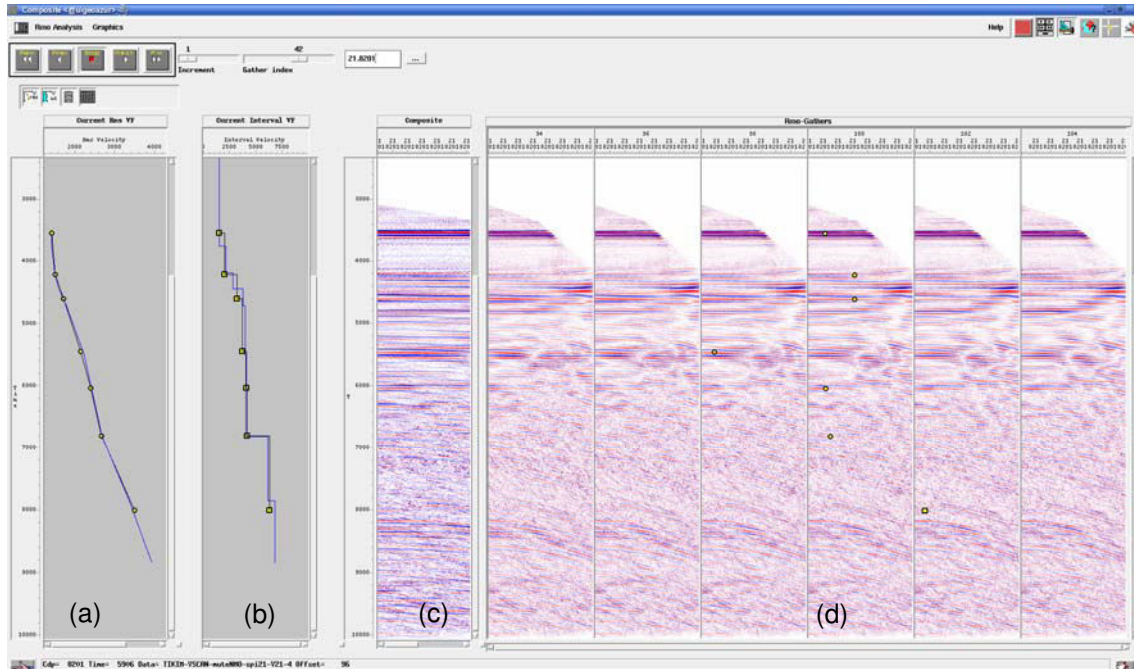


**Figure II.76.** Principe de migration d'un réflecteur penté. A gauche ; en vert le pendage apparent et en bleu la vraie position du pendage, repositionné par la migration. A droite, le réflecteur C'D' avant migration et le réflecteur CD après migration.



La *migration de Kirchhoff* considère chaque point du milieu comme étant une source secondaire pouvant générer un champ d'onde circulaire. Chaque point donne ainsi naissance à une hyperbole de diffraction qui peut être calculée à partir des vitesses RMS. Les échantillons se trouvant le long de ces hyperboles de diffraction sont sommés à l'apex de l'hyperbole et fournissent ainsi la position du point migré. La migration temps avant sommation de Kirchhoff, opérée par le module TIKIM de Geocluster, offre la possibilité d'avoir en sortie des CMP dans leur position migrée afin de pointer des vitesses pour créer un champ de vitesse de migration indépendant du pendage (**Fig. II.77**). Cette loi de vitesse pointée est ensuite lissée et utilisée pour effectuer la migration complète des données. C'est la *vitesse de migration*.

Dans la migration de Kirchhoff, les paramètres importants sont la largeur d'ouverture qui définit la largeur de l'hyperbole de diffraction le long de laquelle les amplitudes seront sommées et le pendage maximum à migrer. Une largeur d'ouverture trop petite détériore les réflecteurs pentés et aplatit le bruit en profondeur. Ce paramètre n'est pas variable avec la profondeur, il faut donc jouer sur la valeur du pendage et le diminuer par exemple en profondeur afin de raccourcir les branches d'hyperboles sur-migrées qui sont liées aux résidus de multiples ou au bruit en profondeur.



**Figure II.77.** Analyse de vitesses sur des CMP migrés. (a) Loi de vitesse RMS pointée (ligne noire), et (b) loi de vitesse d'intervalle correspondante calculée à partir de la formule de Dix, la ligne noire correspondant au pointé pour le CMP considéré et la ligne bleue à la loi de vitesse du CMP précédent (c) ensemble de CMP migrés et sommés avec la loi de vitesse pointée, et (d) avec des perturbations de vitesses à 94%, 96%, 98%, 100%, 102% et 104% de la loi de vitesse pointée. Les événements sont horizontaux si la vitesse de correction est bonne. La vitesse est modifiée par pointé interactif jusqu'à ce que la correction soit optimale pour l'ensemble des réflecteurs.

Le long de quatre profils SMT existants dans la région d'Annaba, plusieurs itérations de pointés ont été effectuées, jusqu'à obtention d'une image satisfaisante. Une fois que la loi de vitesse de migration définie par pointé (**Fig. II.77**), l'application du module MODVI permet de lisser cette loi de vitesse afin d'éliminer les variations de courte longueur d'ondes non représentatives.

#### **e. Représentation finale de la section-temps**

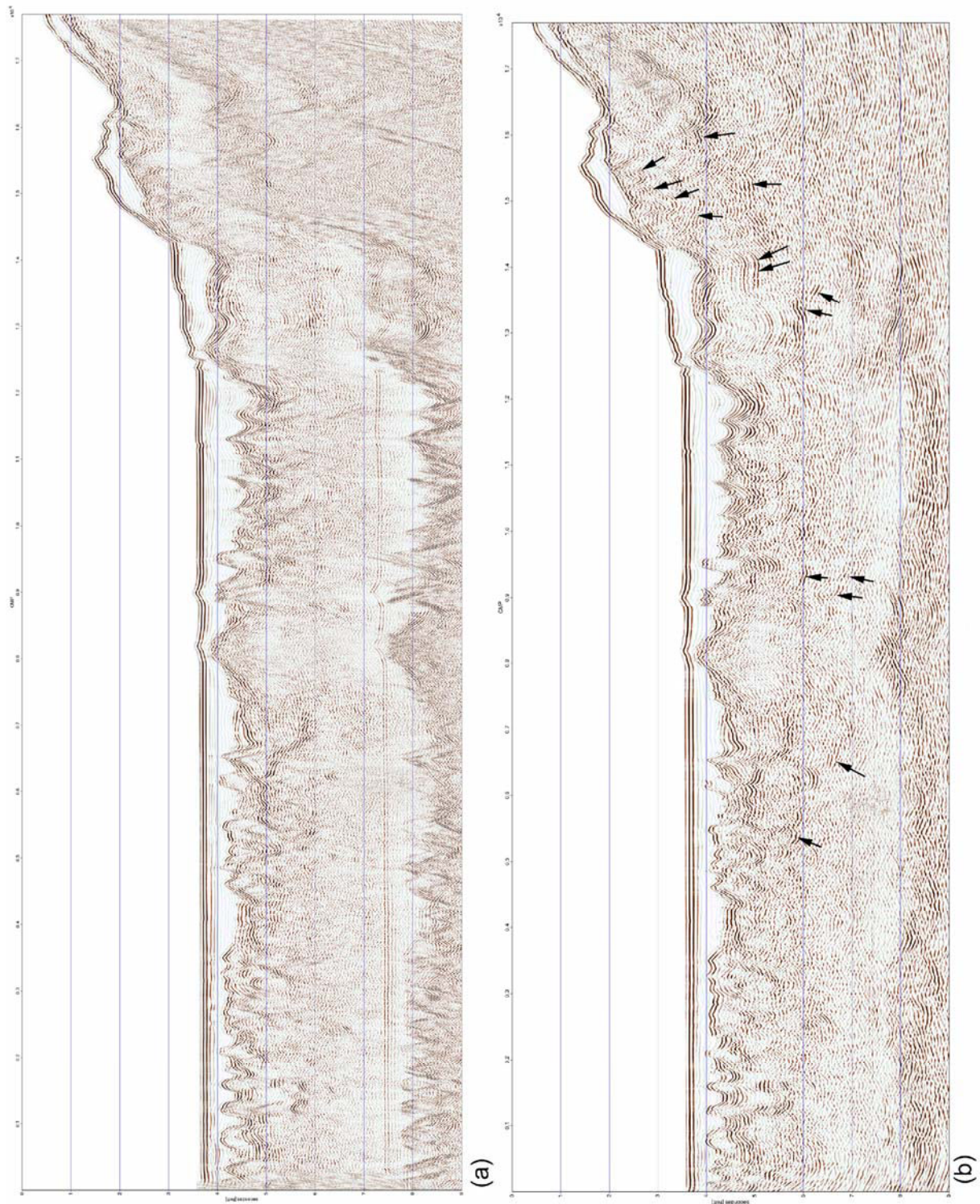
Avant la représentation graphique de la section sismique finale (**Fig. II.78**) issue de la migration en temps à vitesse variable avant sommation, une correction de la divergence sphérique, un filtre en fréquence et un mute du fond de l'eau sont appliqués.

Dans un premier temps une correction de la divergence sphérique est appliquée sur les données issues de la migration en temps avant sommation. Le principe est identique à celui développé dans le cas de la séquence de traitement « standard ». Ensuite, afin d'atténuer le bruit ambiant existant en dehors de la gamme de fréquence du signal utile et présent sur la section sismique un filtre passe-bande variable avec la profondeur est appliqué en fin de séquence. Pour cela, un filtre (3-8-70-80 Hz) est appliqué jusqu'à 7 std, puis un autre filtre (3-8-20-30 Hz) est appliqué au delà. La profondeur de 7 std a été choisie après examen de l'ensemble des profils de la zone. Elle correspond à la limite au-delà de laquelle on n'observe plus que le Moho et le multiple. Au-delà de cette profondeur, les fréquences supérieures à 20 Hz ne correspondent qu'au bruit et au multiple. Elles sont donc éliminées pour renforcer le rapport signal/bruit. La dernière étape de mise en forme pour la représentation graphique consiste à construire une librairie du fond de l'eau, afin de l'utiliser pour « muter » ou éliminer toutes les informations indésirables présentes dans l'eau au dessus du fond de la mer.

En conclusion, l'application de la chaîne de traitement améliorée contenant la conversion zéro-phase [MATCALC-FILTR] a donné une meilleure image des structures le long des quatre profils SMT disponibles dans la région d'Annaba (Spi18, Spi19, Spi20 et Spi21). Cela est particulièrement vrai pour les réflecteurs profonds, dont certains n'étaient pas ou peu visibles après application de la séquence de traitement standard, notamment en pied de marge (**Fig. II. 78**).

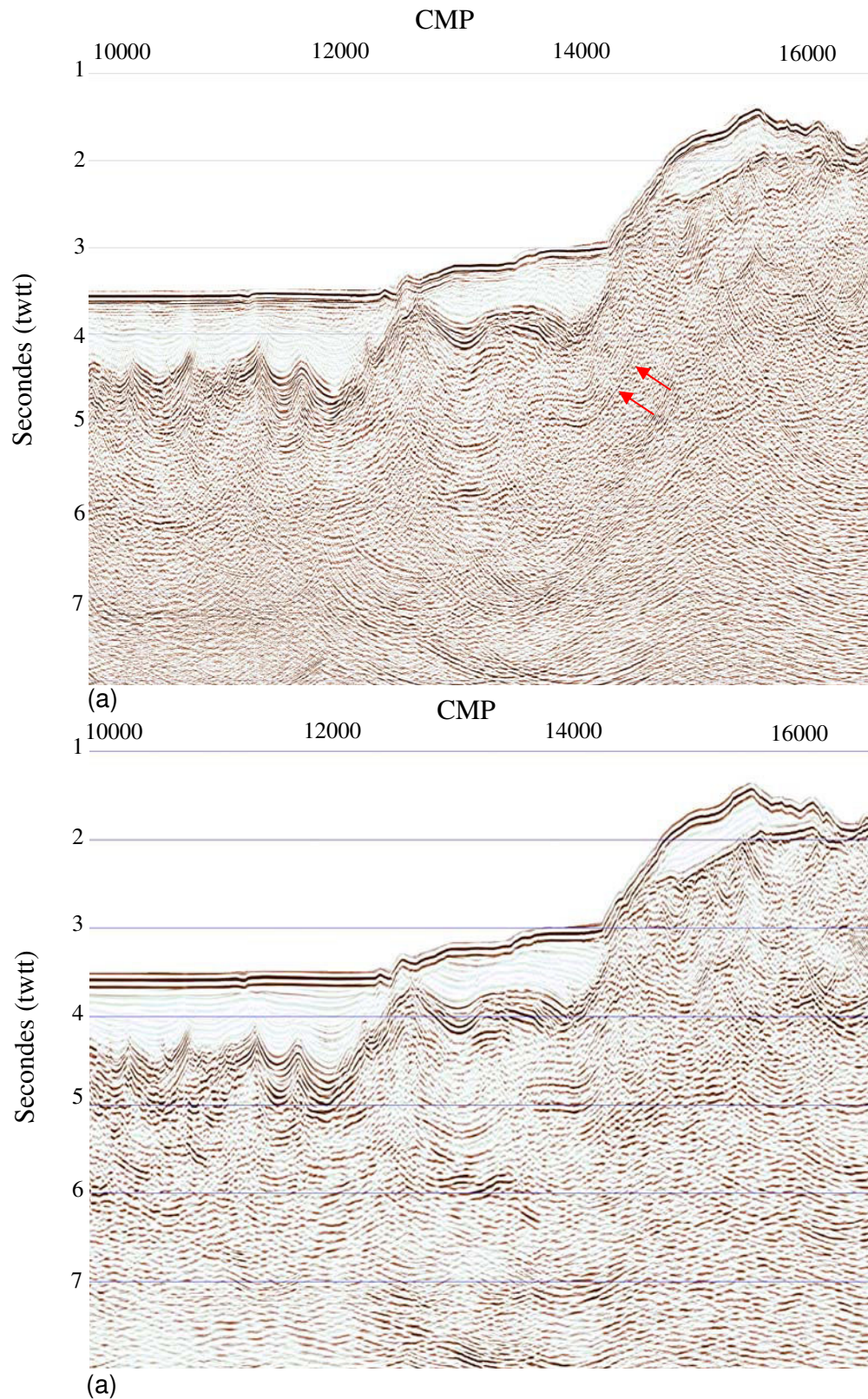
Il faut toutefois signaler que sur les quatre profils retraités, la ligne Spi18 fait exception, en présentant une meilleure image en bordure de bassin après conversion zéro-phase [DESIG]. On observe un ensemble de réflecteurs pentés sous la marge profonde (**Fig. II.79a**), alors que ces réflecteurs apparaissent plus ténus et discontinus après application de [MATCALC-

FILTR]. C'est donc cette image qui a été utilisée pour les interprétations de ce profil (**Fig. II.79b**).



**Figure II.78.** Section sismique finale (Spi18) : (a) sortie issue du traitement standard et (b) sortie issue de l'application de la chaîne de traitement améliorée (conversion zéro-phase (MATCALC-FILTR), correction de phase, atténuation des multiples et migration en temps avant sommation). Les flèches noires indiquent la présence des réflecteurs améliorés après traitement.





**Figure II.79.** Section sismique montrant le pied de pente du profil spi18. (a) Après application de la conversion zéro-phase via le module DESIG. Les flèches rouges montrent les réflecteurs inobservables après application des modules MATCALC-FILTR (b) utilisés pour les autres profils du secteur d'étude.

### 3.3.4. Migration/inversion en profondeur avant sommation des données sismique réflexion multitrace

#### a. Introduction

La migration en profondeur avant sommation permet d'obtenir des images sismiques avec une échelle verticale métrique et de recaler l'énergie des arrivées réfléchies sur les réflecteurs pentés en leur position réelle.

La méthode de migration utilisée dans ce travail prend en compte à la fois les temps de trajet des arrivées réfléchies (aspect cinématique de la migration) et l'amplitude des ondes réfléchies (aspect dynamique de la migration). Cette approche a été développée par Alessandra Ribodetti, chercheur à Géoazur (**Ribodetti et al., 2006 ; 2011**), et appliquée avec succès à différents jeux de données issus de précédentes campagnes du laboratoire Geoazur (**Collot et al., 2008 ; Marcaillou et al., 2008 ; Autin et al., 2009 ; Agudelo et al., 2009 ; Camera et al., 2010 ; Mbida et al., 2011**). Cette méthode est appelée migration/inversion (ou migration en amplitude préservée). Elle consiste en la résolution de l'équation d'onde par la théorie des rais et l'approximation de Born (problème direct) permettant d'obtenir une relation linéaire entre les données et les paramètres du milieu (i.e. la vitesse, dans l'approche acoustique). Les distributions de vitesse à partir des données (image migrée) sont reconstruites par résolution d'un problème inverse qui consiste à minimiser l'écart entre les données observées et calculées (via l'approximation de Born et la théorie des rais). Le problème inverse est résolu par la méthode quasi newtonienne (**Jin et al., 1992 ; Thierry et al., 1999**). Dans le cas de données sismiques enregistrées avec une flûte de 4.5 km, le modèle obtenu permet d'imager de manière fiable des structures sismiques à l'échelle crustale entre 0 et 5 km de profondeur (**Lines, 1993 ; Ross, 1994**).

La séquence de traitement appliquée sur les données SMT des profils migrés en profondeurs est schématisée sur la **figure II.80**.

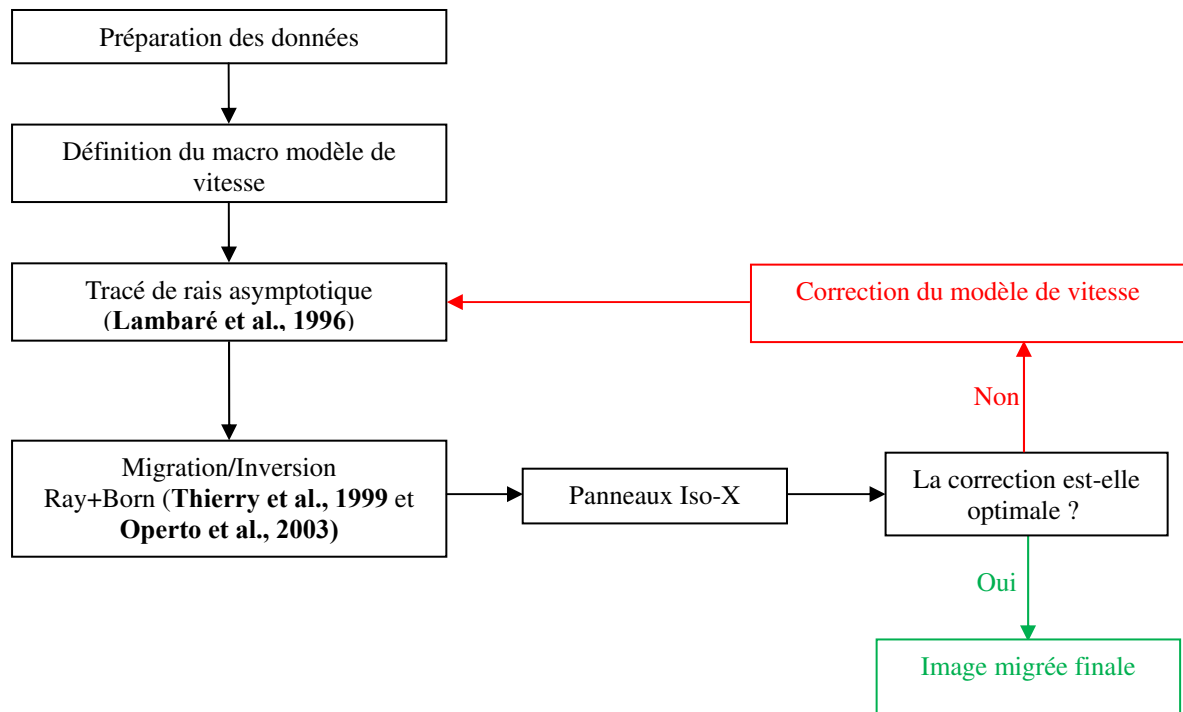
#### b. Préparation des données

Comme dans le cas de la séquence de traitement en temps avant sommation, la migration en profondeur nécessite un prétraitement des données en amplitude préservée. Le prétraitement est effectué sur la section sismique temps dans le but d'améliorer le rapport signal/bruit, d'atténuer les multiples, et de définir un premier modèle de vitesses correspondant aux vitesses de correction dynamique. Ces étapes ayant été développées



précédemment (voir **CH-II.3.3.2** et **CH-II.3.3.3**), je ne reprends ici que l'enchaînement des différentes phases de traitement appliquées en vue de la préparation des données à la PSDM :

- Conversion zéro-phase,
- correction de phase,
- application de mutes externes : un premier mute, appliqué avant correction NMO, permet d'éliminer les ondes réfractées. Un second mute appliqué après correction NMO supprime la partie du signal qui a subi le stretching. Enfin, un troisième mute pointé sur la section-somme permet d'éliminer le bruit résiduel situé au-dessous du fond de la mer,
- atténuation des multiples,
- écriture des données organisées en collection de points de tirs, au format SEG Y.



**Figure II.80.** Séquence de traitement PSDM (Pre-Stack Depth Migration) appliquée sur les données SMT 360-traces (Spi18 et Spi21).

### c. Modèle de vitesse initial

Un modèle de vitesse initial est défini à partir d'une loi de vitesse pointée sur CMP migrés en temps (voir **CH-II.3.3.3**). Cette loi de vitesse représente un modèle de variation de vitesses RMS. L'objectif est de convertir ces vitesses quadratiques en vitesses d'intervalle via la formule dite de « Dix » donnée dans le paragraphe **CH-II.3.3.2c**.

Ensuite, la loi de vitesses d'intervalle exprimée en profondeur-temps est convertie en profondeur-km, interpolée et lissée sur une grille 2D (**Figs. II.81 et II.82**), pour construire le

modèle de vitesse initial. Des traces fictives sont ajoutées au début et à la fin du modèle pour éliminer l'impact des effets de bord sur le modèle de vitesse.

Pour calculer les principaux paramètres nécessaires à la mise en œuvre de la migration (temps d'arrivée, amplitude) un tracé de rais est appliqué à partir de cette première loi de vitesses (**Lambaré et al., 1996**). L'image finale migrée est conditionnée par la précision du modèle de vitesse de référence. Si le modèle de vitesse de référence est trop éloigné du modèle final, les réflecteurs sont mal positionnés et les distributions de vitesse incorrectes. Autrement dit, le modèle de départ représente une première approche du modèle final.

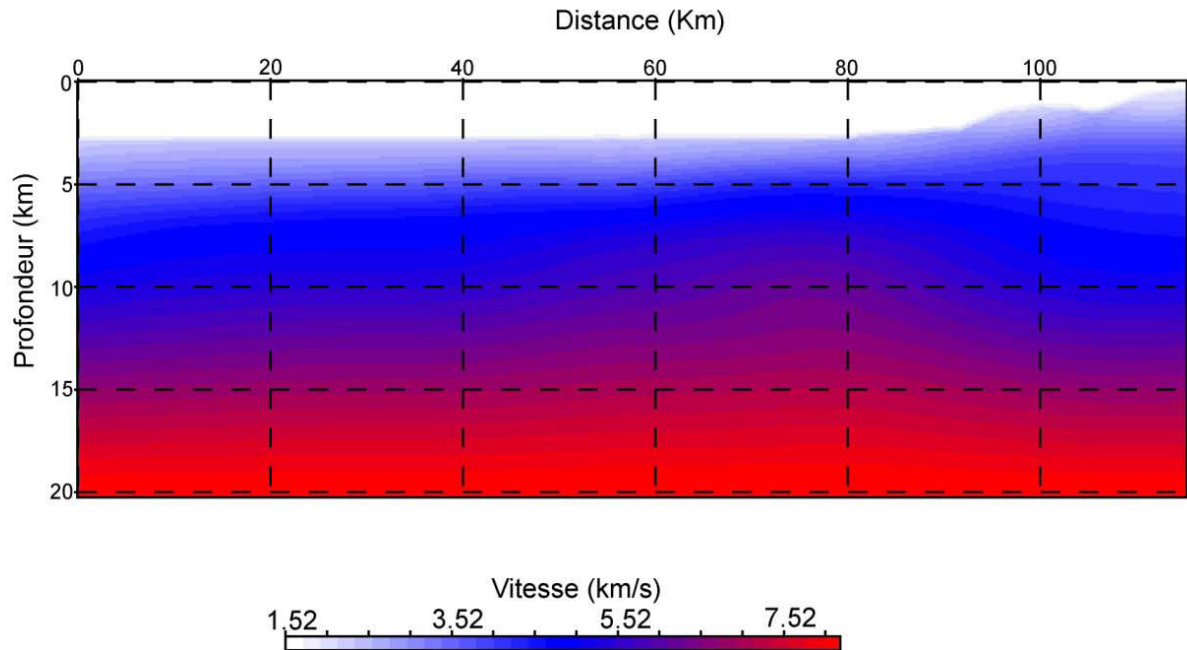
Afin de bien imager la structure profonde le long des deux profils migrés en profondeur (Spi18 et Spi21), nous avons testé deux modèles initiaux :

- Un premier modèle est construit uniquement à partir des vitesses pointées sur les CMP de la section sismique SMT (**Fig.II.81**). Avec ce modèle, l'image obtenue est bien résolue en surface jusqu'à ~5 km (**Fig. III.84b**), qui correspond à la limite de résolution ( $=\pm$  la longueur de la flûte, (**Lines, 1993 ; Ross, 1994**)),
- un deuxième modèle appelé « mixte », combine les informations provenant de la SMT pour les parties superficielles (jusqu'à 4 km) et les informations provenant de la sismique grand-angle pour les parties profondes (à partir de 6 km), suivant la méthode proposée par **Agudelo et al. (2009)**. Entre 4 et 6 km, une pondération a été effectuée pour assurer une transition progressive entre les deux modèles de vitesse (**Fig. II.82**). Dans la région d'Annaba, le modèle de vitesse issu de la sismique grand-angle coïncide avec le profil Spi18. A l'inverse sans ligne OBS sur le profil Spi21, nous ne disposons pas de contrainte de vitesses pour la partie profonde du modèle le long de ce profil. Pour le profil Spi21, nous avons donc extrapolé le modèle de vitesse grand-angle du profil Spi18, on supposant que la structure de la marge à l'échelle crustale pouvait être considérée comme cylindrique en première approximation, les deux lignes étant distantes de ~35 km.

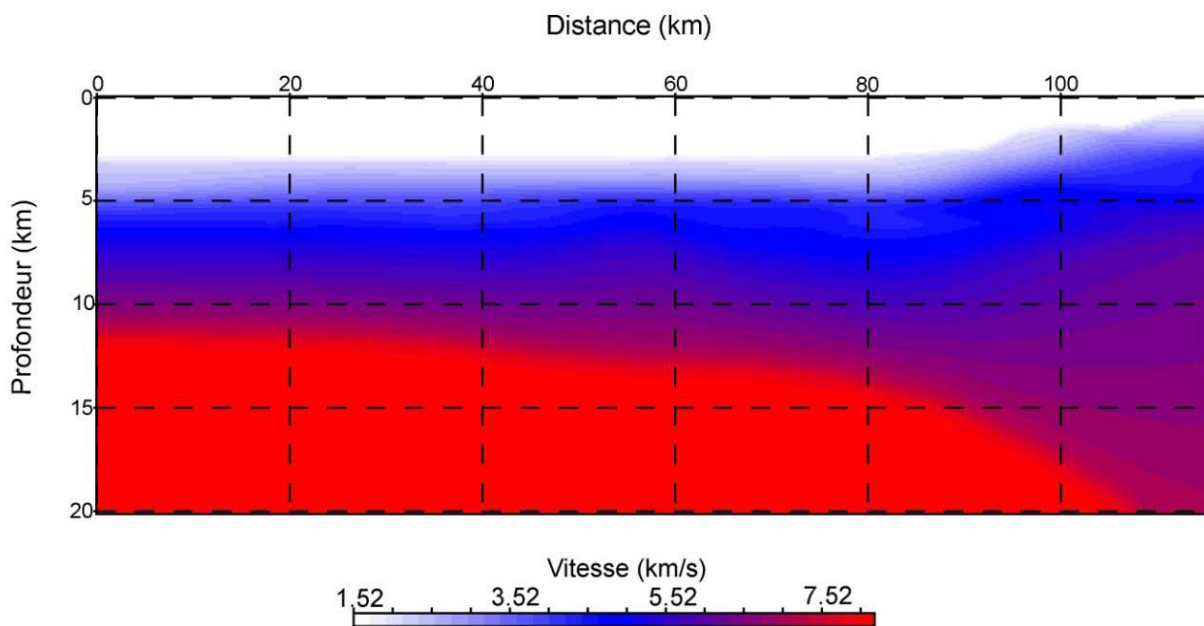
#### **d. Migration/Inversion en profondeur**

Dans un premier temps, une première migration en profondeur est lancée avec le modèle de vitesse initial. Le résultat de la migration est analysé à partir des traces migrées organisées en *panneaux iso-X* (collection en image commune, **Fig. II.83**). Un panneau Iso-X à une position horizontale donnée X le long du profil, représente la collection de toutes les traces sismiques organisées en angle d'illumination en fonction de la profondeur Z. La profondeur Z d'un réflecteur à une position horizontale X donnée (iso-X), doit être la même pour tous les angles d'éclairage. Si le modèle de vitesse est correct, l'événement apparaît

horizontal. Si le modèle de vitesse n'est pas correct, le réflecteur montrera une courbure vers le haut ou vers le bas.



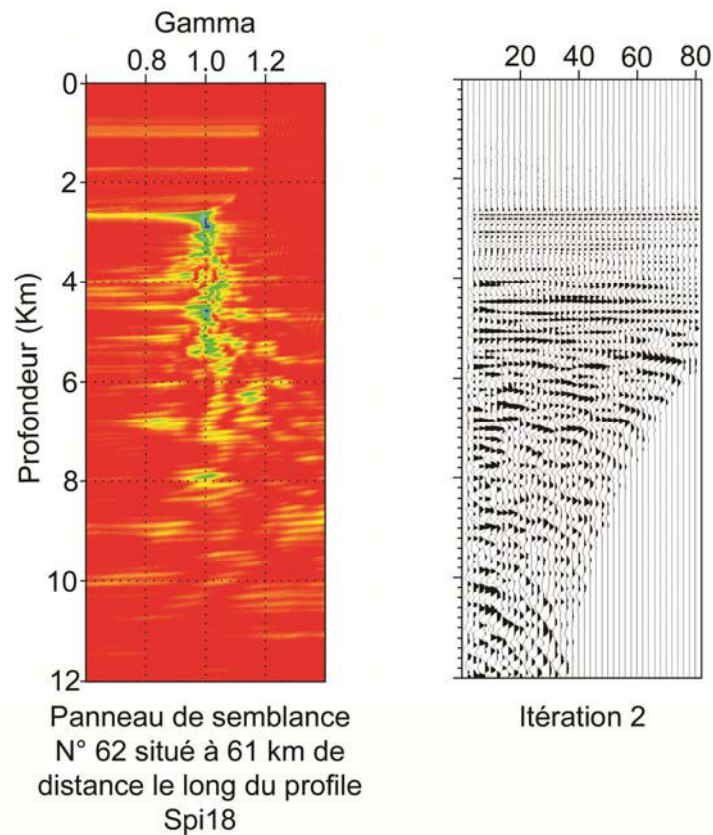
**Figure II.81.** Macro-modèle de vitesse initial défini à partir des analyses de vitesse en temps du profil Spi18.



**Figure II.82.** Macro-modèle de vitesse initial mixte défini pour le profil Spi18 en incluant les informations provenant de la SMT pour les parties superficielles (jusqu'à 4 km) et les informations provenant de la SGA pour les parties profondes (à partir de 6 km). Entre 4 et 6 km une pondération a été effectuée pour assurer une transition progressive entre les deux modèles de vitesse.

L'objectif est d'obtenir des événements horizontaux sur ces panneaux (Al-Yahya, 1987). Dans le cas où ces panneaux présentent des réflecteurs courbés, la *fonction semblance*

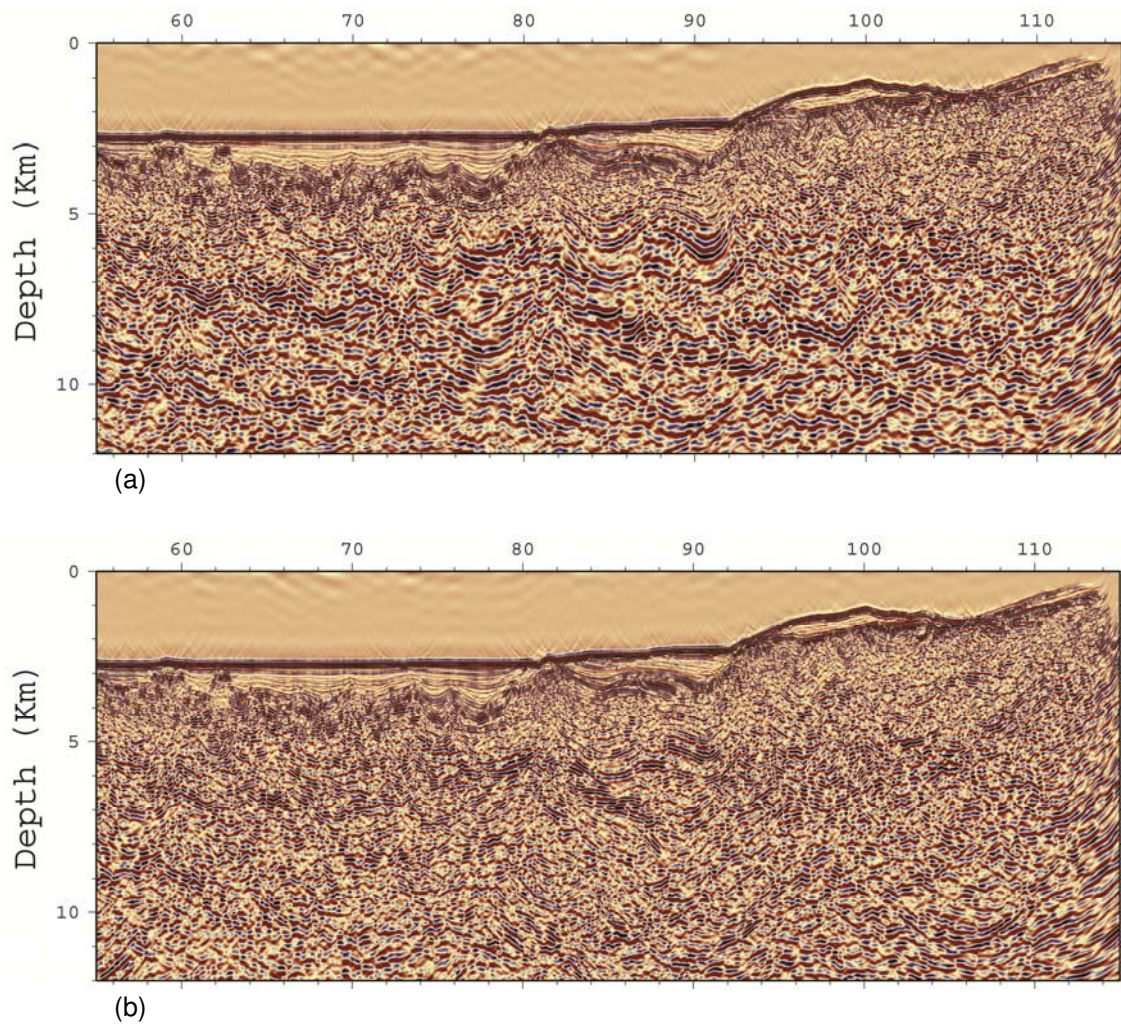
*Gamma* (i.e. panneau de cohérence) permet d'estimer une correction à appliquer au modèle de vitesse dans les endroits présentant des anomalies (connue sous le nom de « migration velocity analysis »). Les panneaux Iso-X sont examinés et les vitesses repointées à chaque itération, jusqu'à ce que les fonctions *Gamma* soient centrées autour de la valeur de 1 (les panneaux ISO-X présentent des réflecteurs courbés vers le bas lorsque *Gamma* est supérieur à 1 et des réflecteurs courbés vers le haut lorsque *Gamma* est inférieur à 1) (**Fig. II.83**).



**Figure II.83.** Exemple représentatif de panneau Iso-X (à droite) et semblance correspondante (à gauche) permettant de corriger le modèle de vitesse. Le maximum d'énergie dans le panneau de semblance est aux alentours de 1 et les réflecteurs sont plats dans les Iso-X.

L'image obtenue après migration est nettement meilleure lorsqu'on utilise le modèle de vitesses mixte comme modèle initial (**Fig. II.84**). Cette amélioration est bien illustrée par la distribution des panneaux Iso-X, horizontaux jusqu'au ~8 km avec l'utilisation du modèle mixte comme modèle de départ, contre seulement 4-5 km pour un modèle initial estimé à partir de la SMT.

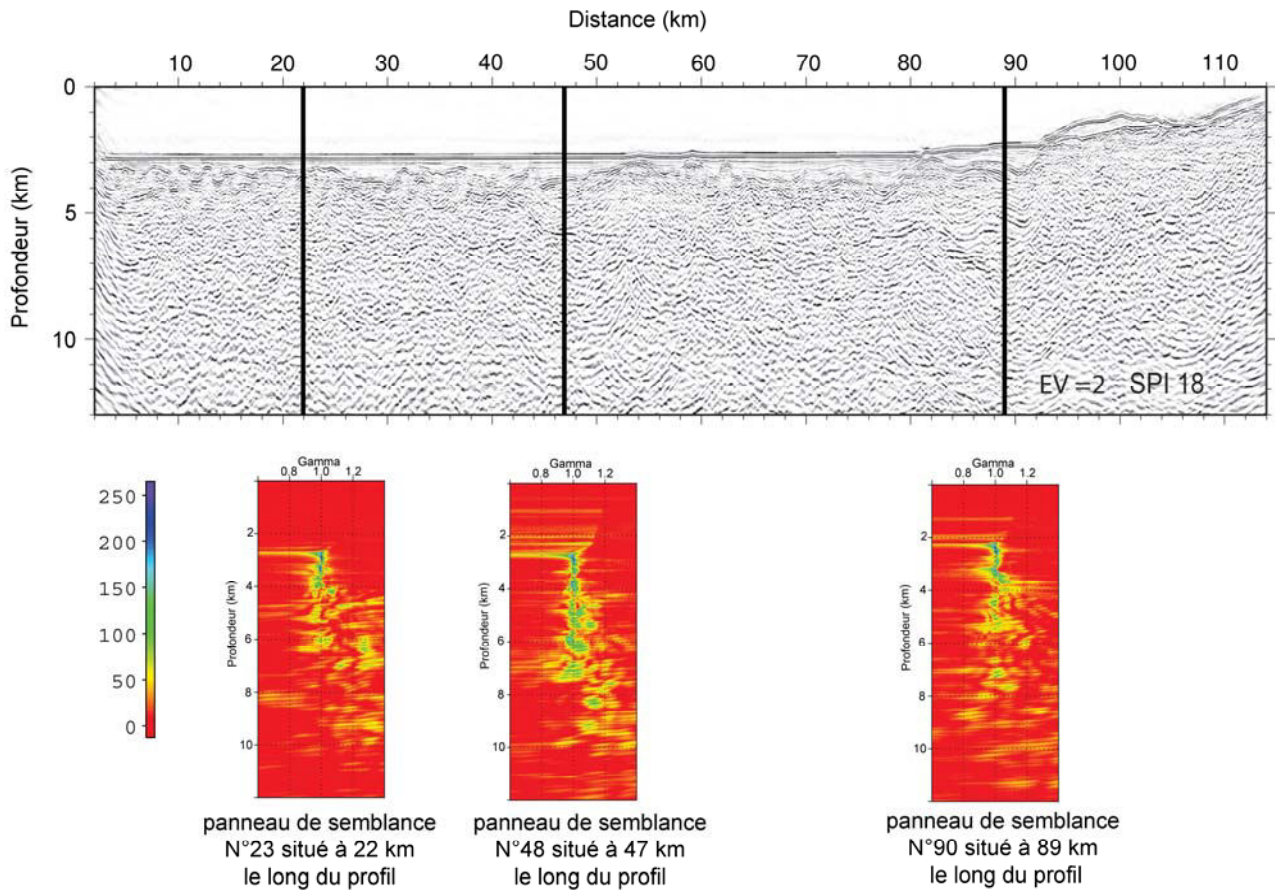




**Figure II.84.** Portion du profil Spi18 migré en profondeur avec (a) le modèle de vitesse issu de la SMT comme modèle initial et (b) le modèle mixte comme modèle initial. L'image migrée est améliorée en profondeur (au delà de 5 km) avec l'intégration des données issues de la sismique grand-angle.

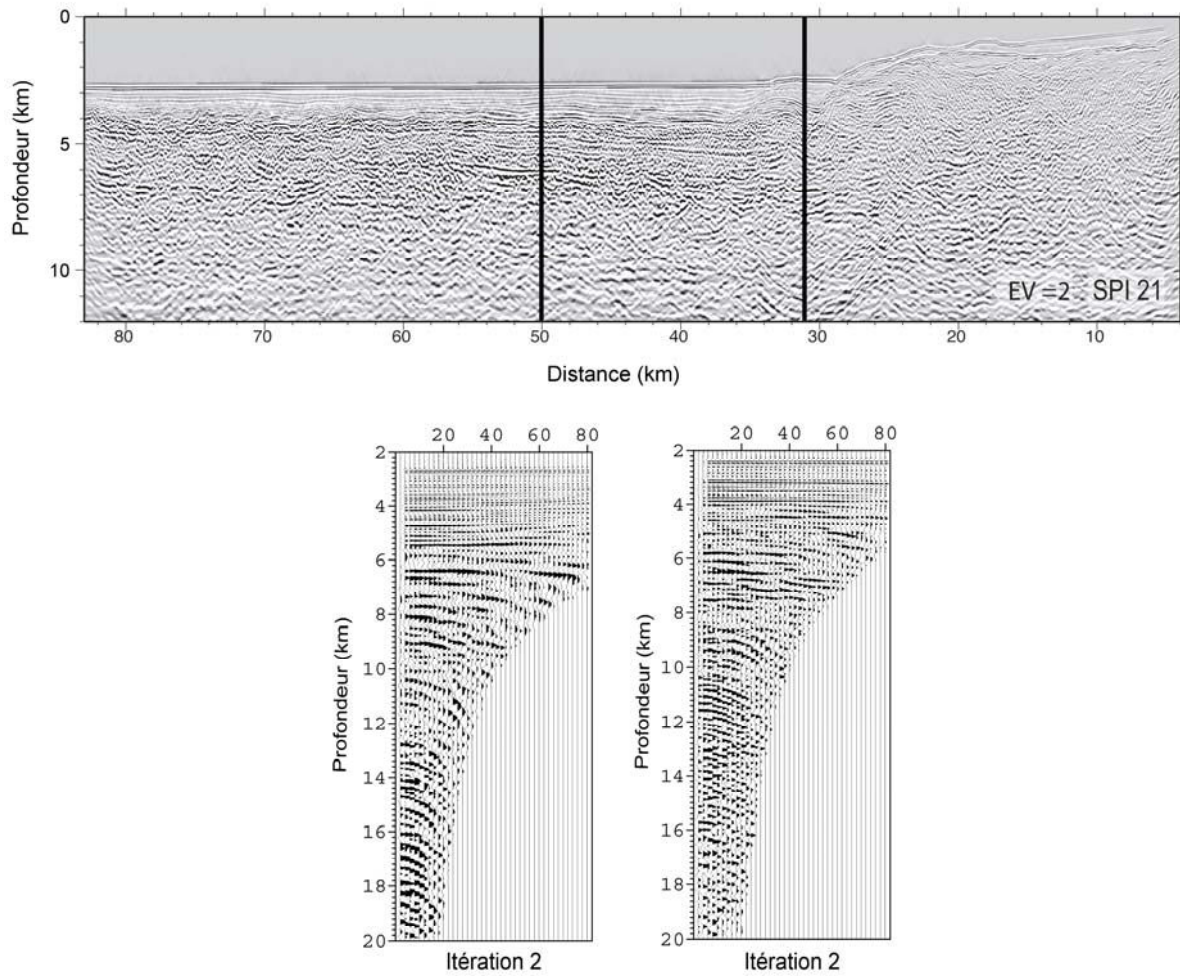
Le long des deux profils migrés en profondeurs, Spi18 (**Fig. II.85**) et Spi21 (**Fig. II.86**) deux itérations ont été suffisantes pour obtenir une section sismique migrée en profondeur avant sommation fiable jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 8 km.





**Figure II.85.** Section sismique migrée en profondeur avant sommation de la Ligne Spi18. Les panneaux de semblances indiquent la bonne résolution verticale de la migration. Ces Gamma ont une valeur de l'ordre de 1 sur pratiquement 8 km de profondeur. Jusqu'à cette profondeur on arrive à bien repositionner les événements sismiques.

**En conclusion,** le passage du domaine temporel (secondes temps double) vers le domaine profondeur (km) permet de visualiser les réflecteurs sans la distorsion inhérente aux sections-temps, avec une appréciation directe des profondeurs et épaisseurs des unités acoustiques et du pendage des réflecteurs, pour peu que le modèle de vitesse de migration soit fidèle à la réalité. Ceci facilite l'interprétation géo-structurale des profils. Les profils Spi18 et Spi21 migrés en profondeur sont présentés dans l'**Annexe 3**.



**Figure II.86.** Section sismique migrée en profondeur avant sommation de la Ligne Spi21. Les événements sismiques imagés sont vraiment plats sur des profondeurs allant jusqu'à 8 km le long des panneaux situés à 31 km et 50 km du profil.

### ***Chapitre III :***

*Structure et déformation de la marge et du  
bassin*



## 1- Morphologie

---

Dans le secteur d'étude, la marge algérienne orientale, étroite, domine le sud du bassin est-algérien.

### 1.1. Le bassin est-algérien

Le bassin profond présente une morphologie relativement plane, lisse et régulière, avec des profondeurs atteignant un maximum de 2800 m au-delà de ~13 km du pied de pente. A l'extrême est de la zone d'étude (à l'est du profil Spi21), la profondeur du fond marin diminue progressivement en allant vers le Canal de Sardaigne (**Fig. III.1a**).

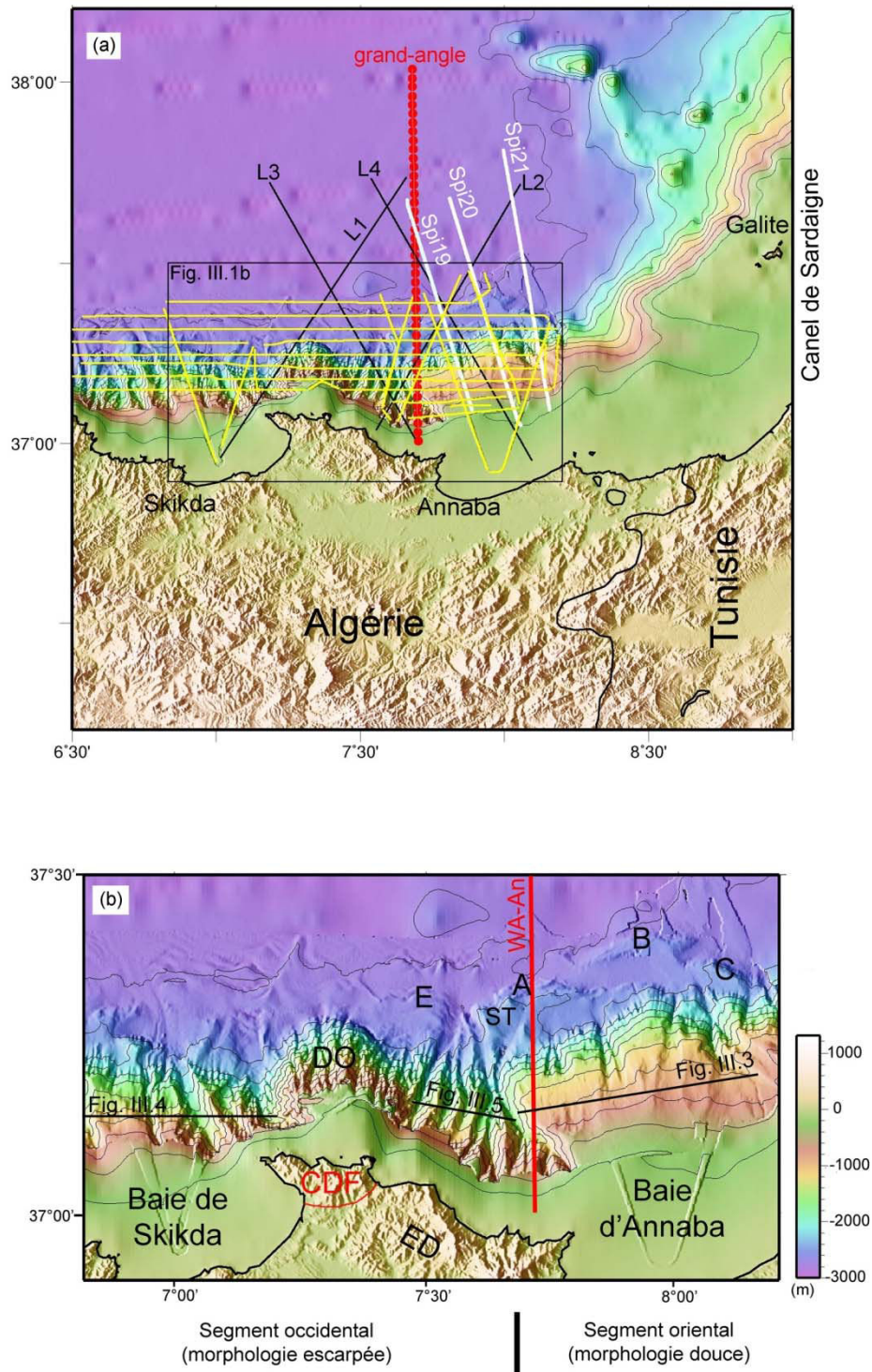
Entre la longitude 7°35'E et 8°00'E, plusieurs petits escarpements sont observés en bordure du bassin profond, le long du pied de marge (**Fig. III.1b**, **Kherroubi et al., 2009**). Le plus important d'entre eux (A sur la **Fig. III.1b**) est orienté E-W et est donc oblique à la pente. Il délimite un palier (ST sur la **Fig. III.1b**) qui surplombe le bassin profond de 300 m, sur une longueur de ~27 km et une largeur maximum de ~10 km. Deux autres escarpements B et C, montrant des dénivelées de l'ordre de ~200 m, sont observés à l'est et au nord-est de A (**Fig. III.2**). L'escarpement B, s'étend parallèlement à la marge sur ~20 km, à ~9 km du pied de pente. L'escarpement C, situé à ~3.5 km du pied de pente, présente une forme légèrement arquée. Un dernier escarpement E semble prolonger l'escarpement A vers l'ouest sur ~22 km, à ~7 km du pied de pente, avec toutefois un dénivelé nettement plus faible, de l'ordre de ~100 m.

### 1.2. La marge Algérienne orientale

La partie orientale de la marge Algérienne présente deux segments de morphologies bien distinctes, la position du profil grand-angle marquant approximativement la limite entre ces deux segments (**Fig. III.1b**).

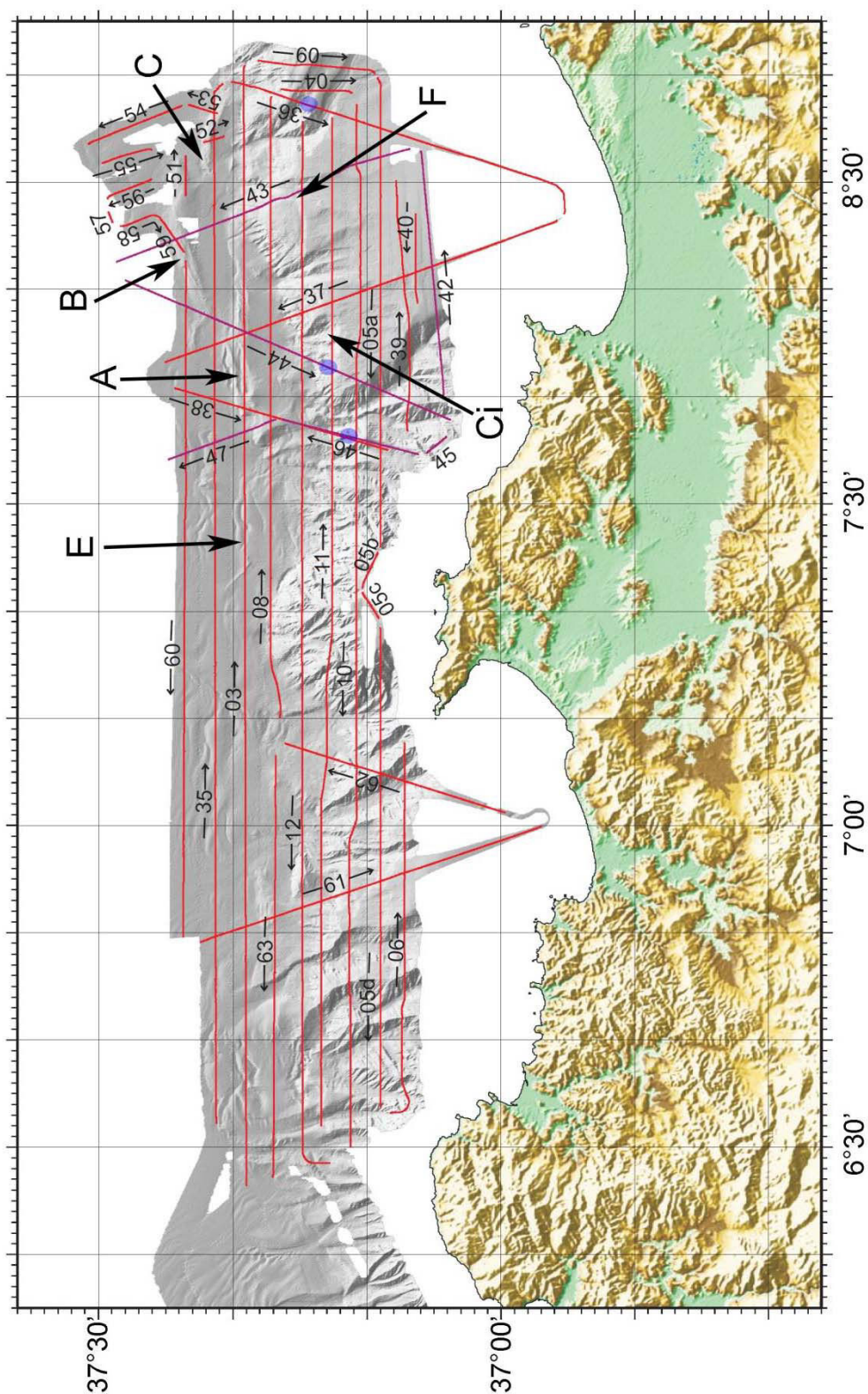
**A l'est du profil grand-angle (Fig. III.1b, segment oriental)**, le plateau continental atteint une largeur de ~25 km au niveau de la baie d'Annaba. Plus au large, la pente continentale, large de ~35 km, est marquée par une rupture de pente : la pente supérieure, très douce, s'étend sur 25 km et présente une pente de l'ordre de 4°. La pente inférieure s'étend sur 10 km avec une pente beaucoup plus forte de l'ordre de 9°. Il n'existe pas de canyon majeur sur ce segment de marge, mais quelques gullies entaillent la pente inférieure (**Fig. III.3**).





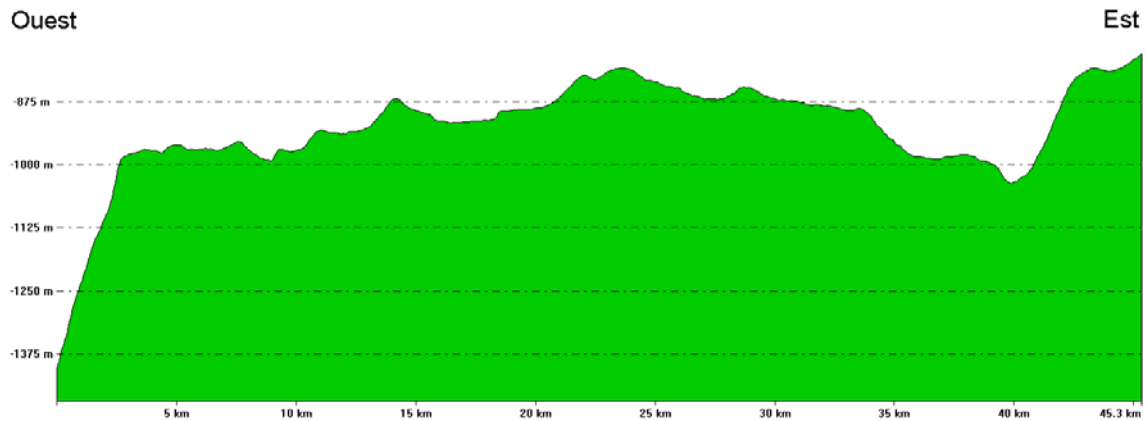
**Figure III.1.** Carte de positionnement des profils sismiques, représentée sur un fond bathymétrique de la partie orientale de la marge algérienne, tracée avec les données acquises durant la campagne MARADJA2/SAMRA. Les parties non couvertes ont été complétées par les données mondiales ETOPO1 1-min ([www.ngdc.noaa.gov](http://www.ngdc.noaa.gov)). Lignes blanches : profils sismiques SPIRAL ; Lignes jaunes : profils sismiques haute-résolution MARADJA (voir numérotation des profils sur la **Fig. III.2**) ; Lignes noires : profils sismiques SONATRACH ; Cercles rouges : position des OBS du profil grand-angle.

(b) zoom sur la zone définie par un cadre noir dans (a). CDF : massif du « Cap de Fer », ED : massif de l'Edough ST : palier bathymétrique, DO : dôme. A, B, C et E représentent les escarpements bathymétriques tels que repérés par Kherroubi et al. (2009).



**Figure III.2.** Carte de positionnement des profils Maradja2/SAMRA utilisés dans cette étude. A, B, C, E et F représentent les différents escarpements repérés dans la bathymétrie. Ci montre une cicatrice d'arrachement et les cercles bleus transparents indiquent la position des axes de plis le long des profils sur lesquels ils sont observés (voir **CHIII-3.3.1.b**).



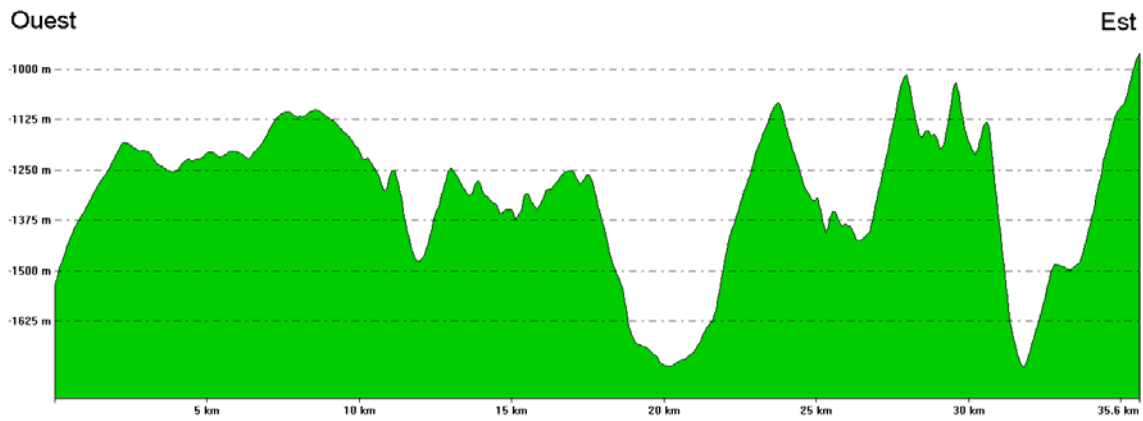


**Figure III.3.** Profil topographique est-ouest traversant le segment oriental (voir **Fig. III.1b** pour positionnement).

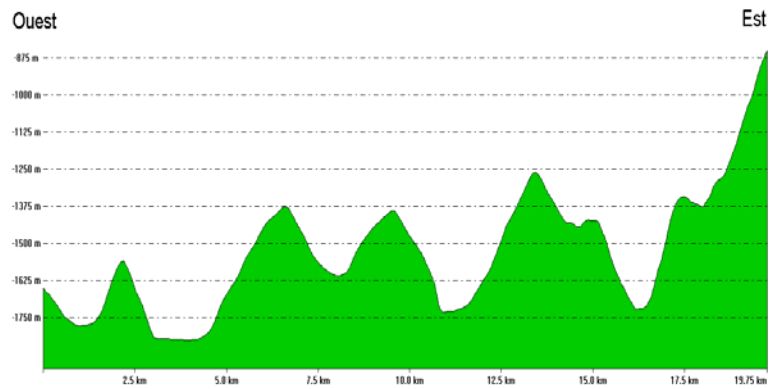
De nombreuses cicatrices d'arrachements sont par ailleurs observées à la limite pente supérieure/pente inférieure (**Fig. III.2**). L'une d'elle, particulièrement développée, montre une envergure de 1.5 km ((Ci) sur la **Fig. III.2**). Enfin, un escarpement linéaire E-W de 10 km de long, associé à un dénivelé de 30 à 100 m, est localisé vers le bas de la pente supérieure douce, vers 1300 de profondeur ((F) sur la **Fig. III.2**). Cet escarpement avait déjà été carté par **Kherroubi et al. (2009)**.

**A l'ouest du profil grand-angle (Fig. III.1b, segment occidental)**, le plateau continental est bien développé dans la baie de Skikda, où il atteint une largeur maximale de 15 km. Il est beaucoup plus étroit (8 km) au large du massif l'Edough (ED sur la **Fig. III.1b**). Tout au long de ce segment, la pente continentale présente une pente abrupte régulière de  $\sim 8^\circ$ , large de  $\sim 18$  km, marquée par de nombreux canyons plus ou moins parallèles à la pente. Localement, au large du Cap de Fer, la pente prend une forme de dôme (DO sur la **Fig. III.1b**), la pente à cet endroit étant légèrement plus forte ( $\sim 10^\circ$ ) et plus étroite (12 km).

Les canyons qui incisent la pente atteignent  $\sim 5$  km de large et  $\sim 450$  m de profondeur au large de la baie de Skikda (**Fig. III.4**). Ils sont plus étroits ( $\sim 2.5$  km) et moins profonds ( $\sim 375$  m) à l'est du dôme (DO) (**Fig. III.5**), mais restent néanmoins très nombreux et très marqués.



**Figure III.4.** Profil topographique est-ouest montrant les incisions bathymétriques à l'ouest du dôme (DO), sur le segment occidental (voir **Fig. III.1b** pour positionnement).



**Figure III.5.** Profil topographique est-ouest montrant les incisions bathymétriques à l'est du dôme (DO), sur le segment occidental (voir **Fig. III.1b** pour positionnement).

Le long de ce segment de marge, on n'observe peu de cicatrices d'arrachement par rapport au segment oriental. Toutefois des cicatrices difficiles à identifier peuvent exister sur les flancs des canyons, et il faut noter que contrairement au segment oriental, nous ne disposons pas de données de bathymétrie haute-résolution à la transition pente-plateforme.

## 2- Modèles de vitesse issus des données sismique grand-angle

---

### 2.1. Modèle de vitesse issu de la modélisation des ondes P

La structure crustale de la marge Algérienne Orientale et du bassin profond adjacent au large d'Annaba est modélisée par sept couches dans le modèle de vitesse (**Fig. III.6**). Ces couches correspondent à celles définies sur les données SMT du profil Spi18 du fond de la mer jusqu'au toit du socle acoustique (**Fig. II.35**). Dans le bassin profond, la réflexion sur le Moho est également prise en compte. Pour le domaine terrestre et la marge par contre, la partie profonde du modèle est déduite des seules données grand-angle à partir du toit du socle acoustique.

A partir de la surface le modèle de vitesse comprend :

- La couche PQ, modélisée avec des vitesses comprises entre 1.9 et 2.2 km/s, et des épaisseurs comprises entre ~400 et ~1000 m.
- La couche Messinienne UU-MU, présente dans le bassin profond, qui montre des vitesses entre 3.4 et 3.8-4.0 km/s et une épaisseur totale entre 500 et 1500 m. La modélisation forward ayant été réalisée avec une approche minimaliste des structures, les deux unités Messiniennes UU et MU sont modélisées par une seule et même couche. En effet, la limite entre les deux couches montre sur le profil SMT des variations géométriques de trop courte longueur d'onde pour être imagées par la sismique grand-angle dont la résolution est faible, qui plus est avec une distance plurikilométrique entre récepteurs. De même, le long du modèle de vitesse, la forme complexe du toit des unités Messiniennes observée sur les données SMT a été légèrement lissée afin d'éviter les instabilités du code de modélisation.
- Dans le bassin, les unités sédimentaires pré-Messinienne sont modélisées par deux couches. La plus superficielle, Pré-MS1, présente des vitesses allant de 3.0 à 4.0 km/s et la plus profonde, Pré-MS2, des vitesses comprises entre 4.0 et 4.8 km/s. Cette dernière permet de modéliser les arrivées réfractées Ps3 observées clairement sur les données (**Fig. II.33 et Annexe 4**). En l'absence d'ondes réfractées, les vitesses de la couche Pré-MS1 ne sont pas précisément contraintes par la sismique grand-angle. La zone d'ombre observée entre les arrivées Ps2 et Ps3 sur une bonne partie des OBS du bassin profond (**Fig. II.33 et Annexe 4**) indique que la couche Pré-MS1 est caractérisée par des vitesses en général plus faibles que les vitesses définies pour la couche Messinienne sus-jacente. Par contre, la zone d'ombre n'étant pas présente sur l'ensemble des OBS, nous avons considéré que cette vitesse ne pouvait pas être beaucoup plus faible que la couche de sel.



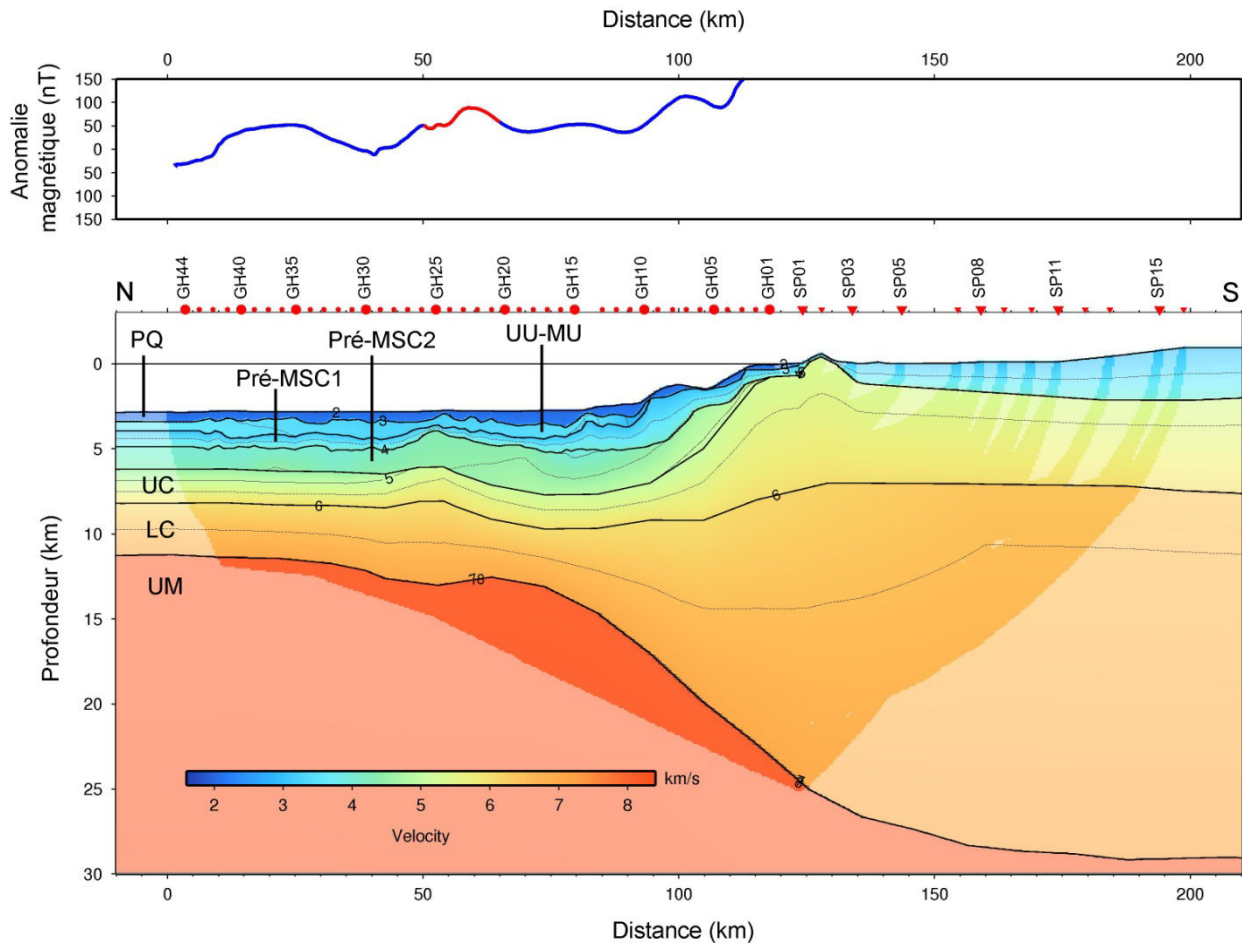
Enfin, en l'absence de discontinuité visible au sein de l'unité Pré-MSA sur les profils SMT (**Fig. II.35**), nous avons considéré que la limite entre Pré-MSA1 et Pré-MSA2 ne correspondait pas à saut de vitesse dans le modèle. En réalité, la limite entre les deux couches marque simplement la valeur pour laquelle la vitesse devient plus élevée que celle modélisée pour la couche Messinienne, permettant la ré-émergence des rais réfléchis.

Sous la marge, la couche Pré-MSA1 est définie par des vitesses comprises entre 3.0 et 4.0 km/s (**Fig. III.6**). Elle montre une épaisseur de 3 km sous la marge profonde et s'amincit rapidement au niveau de la pente supérieure. L'épaisseur de la couche Pré-MSA2 diminue régulièrement sous la marge, et les vitesses passent latéralement de vitesses sédimentaires à crustales (4–4.8 km/s à 5.1–5.2 km/s) entre le km-100 et le km-117 le long du modèle de vitesse.

Comme nous l'avons vu précédemment, le modèle de vitesse est mal contraint par les temps de trajets des ondes P dans la partie terrestre (voir **CH-II.3.2.2c**), non contrainte par des tirs inverses. Ainsi, la modélisation des couches du modèle n'est pas possible avec précision. Pour construire le modèle, nous avons donc utilisé des contraintes indirectes provenant d'études gravimétriques (**Boubaya, 2006**) et d'observations géologiques. A terre, le profil grand-angle traverse une large zone de diapirs caractérisant l'épaisse couverture sédimentaire du socle africain. L'épaisseur de cette couverture n'est pas connue avec précision, mais la modélisation gravimétrique indique une épaisseur de l'ordre de 4 km au sud d'Annaba dans la région de Guelma (**Boubaya, 2006**), alors qu'une étude gravimétrique réalisée à l'ouest de la Tunisie donne une épaisseur de sédiments Paléozoïques de plus de 5 km (**Jallouli et al., 2005**). Il ressort toutefois de la modélisation qu'une épaisseur de l'ordre de 4 à 5 km ne permet pas de reproduire correctement les arrivées sédimentaires le long du profil. Les meilleurs résultats sont obtenus avec une épaisseur comprise entre 2 et 3 km et une vitesse moyenne de 3.5 km/s (**Fig. III.6**).

- Sous les unités sédimentaires, deux couches avec des vitesses crustales correspondent au socle acoustique identifié sur les données SMT. La plus superficielle correspond à la croûte supérieure (UC). Elle est caractérisée par des vitesses comprises entre 4.8 et 6.0 km/s. La plus profonde, qui correspond à la croûte inférieure (LC), est définie par des vitesses allant de 6.0 à 7.1 km/s. La limite entre UC et LC ne correspond à aucun saut de vitesse associé à une onde réfléchi, ni à aucune réflexion sur les données SMT. Les deux couches ont été introduites dans le modèle pour rendre compte d'une différence de gradient de vitesse observé entre les deux couches du bassin profond sur les données, ainsi

que le montre le modèle tomographique (**Fig.II.32**). Sous la marge, elles correspondent à la prolongation des couches du bassin profond avec des vitesses et géométries permettent de rendre compte des temps d'arrivée observés sur les OBS. Toutefois, en l'absence de tirs inverses, ce domaine reste peu contraint et d'autres couples (vitesses/épaisseur des couches) pourraient également expliquer les temps d'arrivée observés. La limite entre UC et LC n'est donc pas significative sous la marge.



**Figure III.6.** Modèle de vitesse issu de la modélisation directe. Les cercles rouges indiquent la position des OBS et les triangles inversés rouges indiquent la position des stations à terre. Le modèle est représenté avec des iso-vitesse chaque 0.5 km/s. La partie transparente représente une zone mal contrainte par le tracé de rais. En haut, la courbe représente le profil magnétique enregistré le long du profil Spi18 durant la campagne SPIRAL. L'anomalie magnétique courte longueur d'onde marquée en rouge est associée à un relief des unités pré-MSC sur les profils MCS Spi18 et Spi19, et à un épaississement des couches crustales dans le modèle de vitesse issus des modélisations tomographique et *forward*.

Dans le bassin, l'épaisseur de la croûte incluant UC et LC est de ~5.5 km. Un épaississement crustal de 2 km est toutefois observé entre le KM-40 et le KM-60 sur le modèle forward (**Fig. III.6**) comme sur le modèle tomographique (**Fig. II.32**). Cet épaississement crustal est localisé à l'aplomb d'un relief formé par les unités Pré-MCS

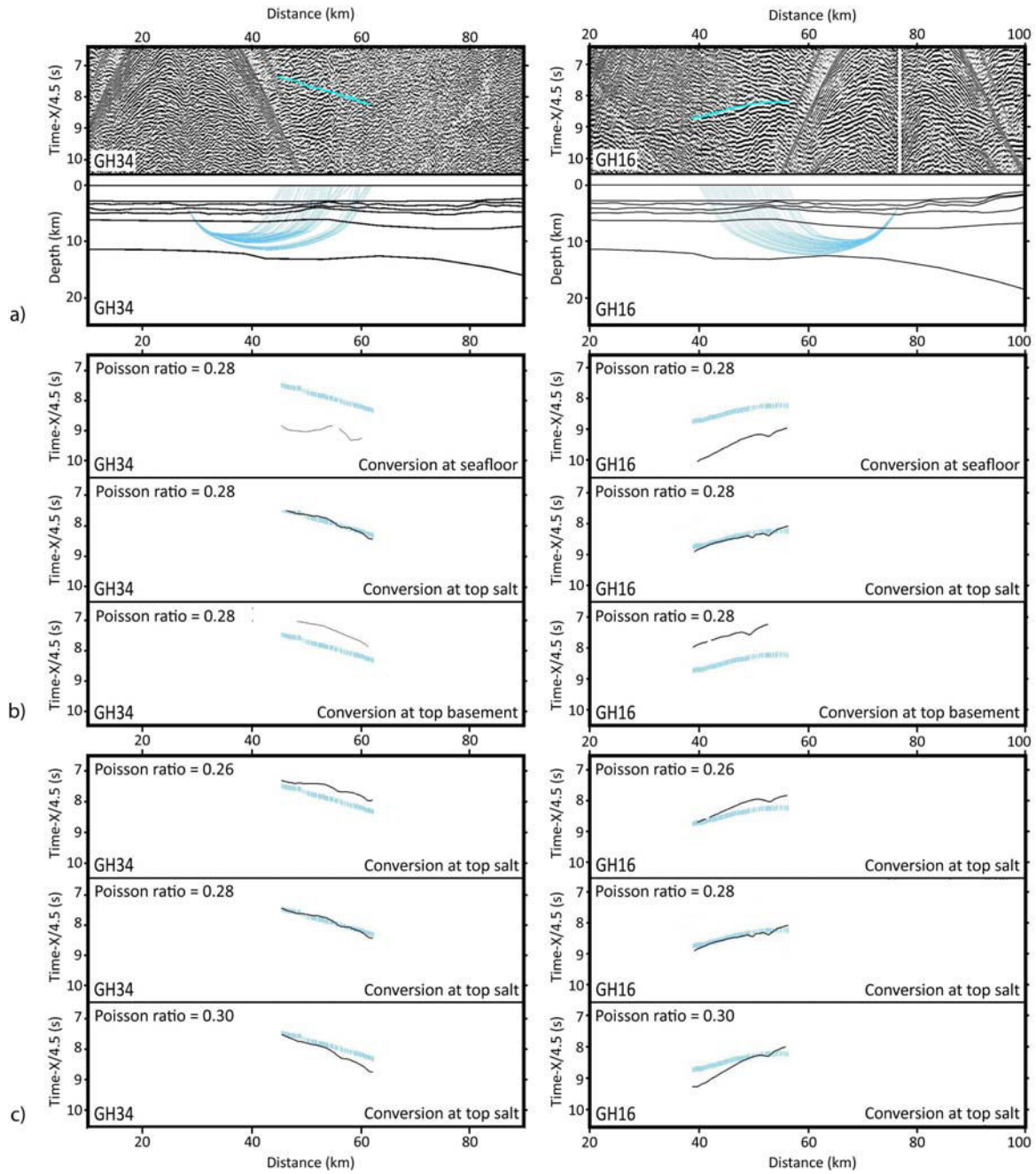
observé sur les données SMT le long des lignes Spi18 et Spi19 (voir **Ch-III.3.1.2c**, et **Fig. II.35**).

Sous la pente continentale, les couches crustales montrent un net épaissement vers le continent, en passant de ~7 km au niveau de la bordure du bassin à plus de 20 km au niveau de la côte, où la couche UC affleure dans le modèle, les couches plus superficielles étant ici d'épaisseurs négligeables. Cette augmentation de vitesse à faible profondeur sous la zone côtière est également observée sur le modèle tomographique (**Fig. II.32**).

- La couche la plus profonde du modèle correspond au manteau supérieur (UM) et est caractérisée par des vitesses de l'ordre de 8 km/s. La profondeur du Moho est de ~12 km dans le bassin profond et s'approfondit progressivement pour atteindre ~25 km sous la côte. Au sud, dans la partie continentale, la profondeur du Moho n'est pas contrainte par les données de sismique grand-angle, l'interface n'étant pas traversée par les rais sismiques (**Fig. III.6**).

## 2.2. Modèle de vitesse issu de la modélisation des ondes S

Les ondes P peuvent alternativement se convertir en onde S sur le fond de la mer, au toit de la couche du sel ou au toit du socle, qui correspondent à des interfaces caractérisées par de forts contrastes d'impédance (**White and Stephen, 1980**). Au cours de la modélisation, nous avons testé les résultats de la conversion pour ces trois interfaces (**Fig. III.7b**), bien qu'une conversion sur le fond de la mer soit peut probable, les sédiments superficiels saturés en eau ne permettant pas la transmission des ondes S. Quelque soit l'interface testée, le tracé de rais indique que les ondes S observées sur les données proviennent des couches profondes du modèle LC et UM. Il ressort des tests que le meilleur ajustement est obtenu pour une conversion au toit du sel (**Fig. III.7b**). Une modélisation correcte pourrait être obtenue en modifiant conjointement la valeur du coefficient de Poisson, mais la modélisation implique alors une valeur irréaliste de 0.21 pour une conversion au fond de la mer et des valeurs non géologiques largement supérieures à 0.5 pour une conversion au toit du socle. En considérant une vitesse  $V_p$  moyenne de 6.55 km/s dans la couche LC (valeur bien contrainte par la tomographie et le modèle forward), les temps de trajets et les offsets des ondes S observées sont modélisés au mieux pour une vitesse  $V_s$  de ~3.6 km/s et une valeur du coefficient de Poisson de 0.28 dans la couche LC (**Fig. III.7c**).



### 3- Interprétation des sections sismiques

---

#### 3.1 Architecture générale des unités acoustiques

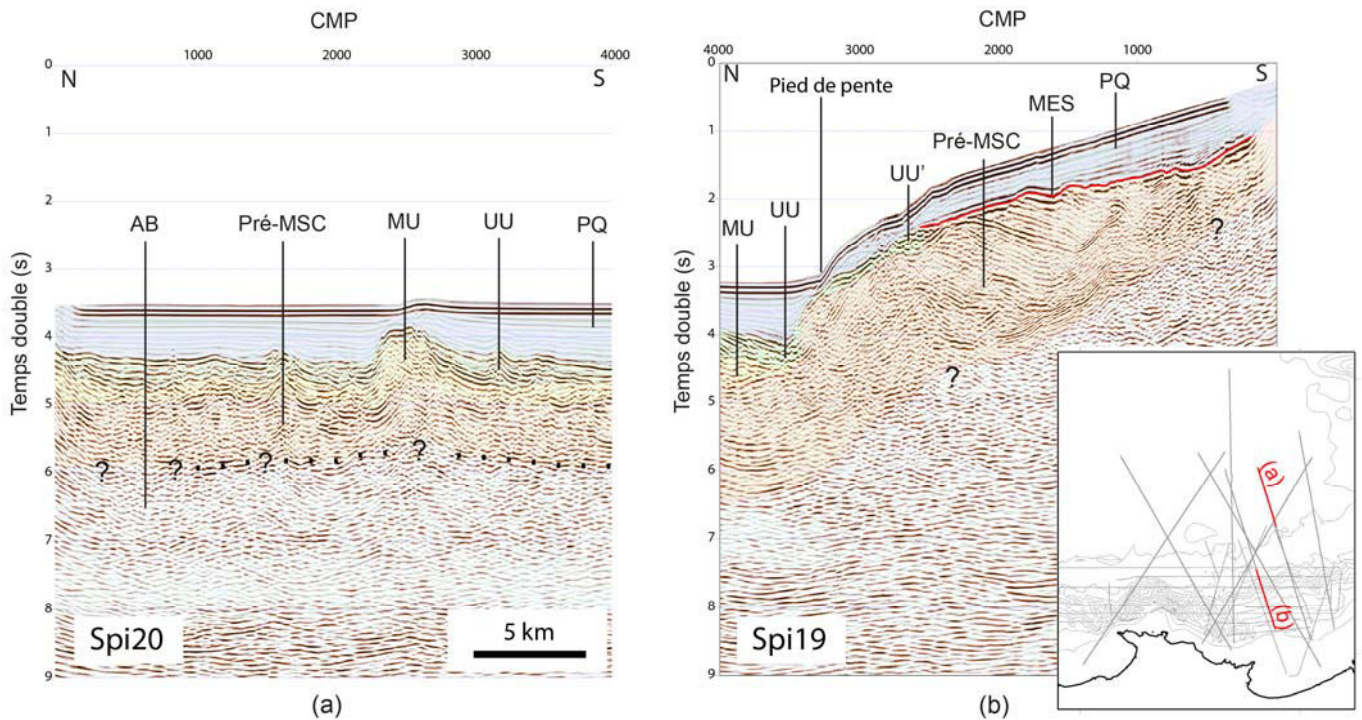
L'interprétation proposée dans ce travail s'appuie sur les unités sismiques définies le long de la marge algérienne et du bassin profond adjacent par les précédentes études. Ces travaux utilisent tous les unités et surfaces Messiniennes comme marqueur chrono-stratigraphique. En effet, sur les lignes sismiques disponibles au large de l'Algérie, les dépôts et surfaces liés au bas niveau marin de la crise de salinité Messinienne sont clairement reconnaissables au sein des unités acoustiques d'âge Miocène à actuel de par leurs faciès et géométries particulières, (**Auzende, 1978 ; Déverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006 ; Domzig, 2006b ; Mauffret, 2007 ; Kherroubi et al., 2009 ; Yelles et al., 2009 ; Leprêtre et al., 2013 ; Mihoubi et al., 2014**), comme ailleurs en Méditerranée occidentale (**Sage et al., 2005 ; Maillard et al., 2006 ; Obone Zué Obame et al., 2011 ; Lofi et al., 2011a, 2011b**). L'événement Messinien est par ailleurs bien daté (5.96-5.32 Ma; **Gautier et al., 1994 ; Krijgsman et al., 1999**), ce qui en fait un repère temporel pour l'âge du dépôt des unités et de leur déformation.

Pour nos interprétations, nous avons ainsi d'abord défini les unités/surfaces Messiniennes sur nos lignes sismiques. Par simplification de langage, nous entendons par « Messinien » non pas l'étage stratigraphique du même nom, qui s'étend de 7.2 à 5.32 Ma, mais uniquement la partie de cet étage correspondant à la crise de salinité (entre 5.96 et 5.32 Ma). L'événement Messinien sur nos profils se traduit dans le bassin profond par deux unités à dominante évaporitique : UU (Upper Unit) et MU (Mobile Unit) (**Fig. III.8a**). Sur les marges il se traduit par une surface MES (Messinien Erosion Surface) en général associée à une forte discordance et par une unité UU' de faible épaisseur (**Fig. III.8b**).

Nous avons ensuite défini les unités Pré-Messiniennes (Pré-MS) correspondant aux unités déposées avant la crise de salinité, et les unités post-Messiniennes (PQ), déposées après la crise de salinité et correspondant aux dépôts Plio-Quaternaires.

Notons que l'unité inférieure Messinienne LU (Lower Unit) reconnue en certains points du bassin Méditerranéen profond Occidental tel le Golfe du Lion (**Lofi et al., 2011a**) et sur les profils de sismique haute-résolution au large de l'Algérie (**Capron et al., 2011; Arab et al., 2014**) (voir **CH-I.2.2.2b**) n'a pas pu être clairement identifiée sur nos profils de faible résolution. Cette unité a donc été intégrée à l'unité infra-Messinienne (Pré-MS) dans ce travail.





**Figure III.8.** Exemple montrant les principales structures traversées le long d'une ligne sismique pénétrante. (a) Profil Spi20 montrant les unités acoustiques dans le bassin profond et (b) Profil Spi19 montrant les unités acoustiques observées sous la marge. PQ : Plio-Quaternaire, UU : unité Messinienne supérieure, MU : unité Messinienne mobile, MES : surface d'érosion Messinienne, UU' : unité Messinienne chaotique, Pré-MSc : sédiments pré-Messinien et AB : socle acoustique.

Dans les descriptions qui suivent, les épaisseurs et profondeurs métriques données à titre indicatif proviennent de conversions temps-profondeur réalisées à partir des vitesses issues du modèle de vitesse grand-angle et/ou des vitesses issues des données de sismique réflexion multitrace pour les unités les plus superficielles.

## 3.2 Bassin profond : unités acoustiques et déformation

### 3.2.1. Unités acoustiques du bassin profond

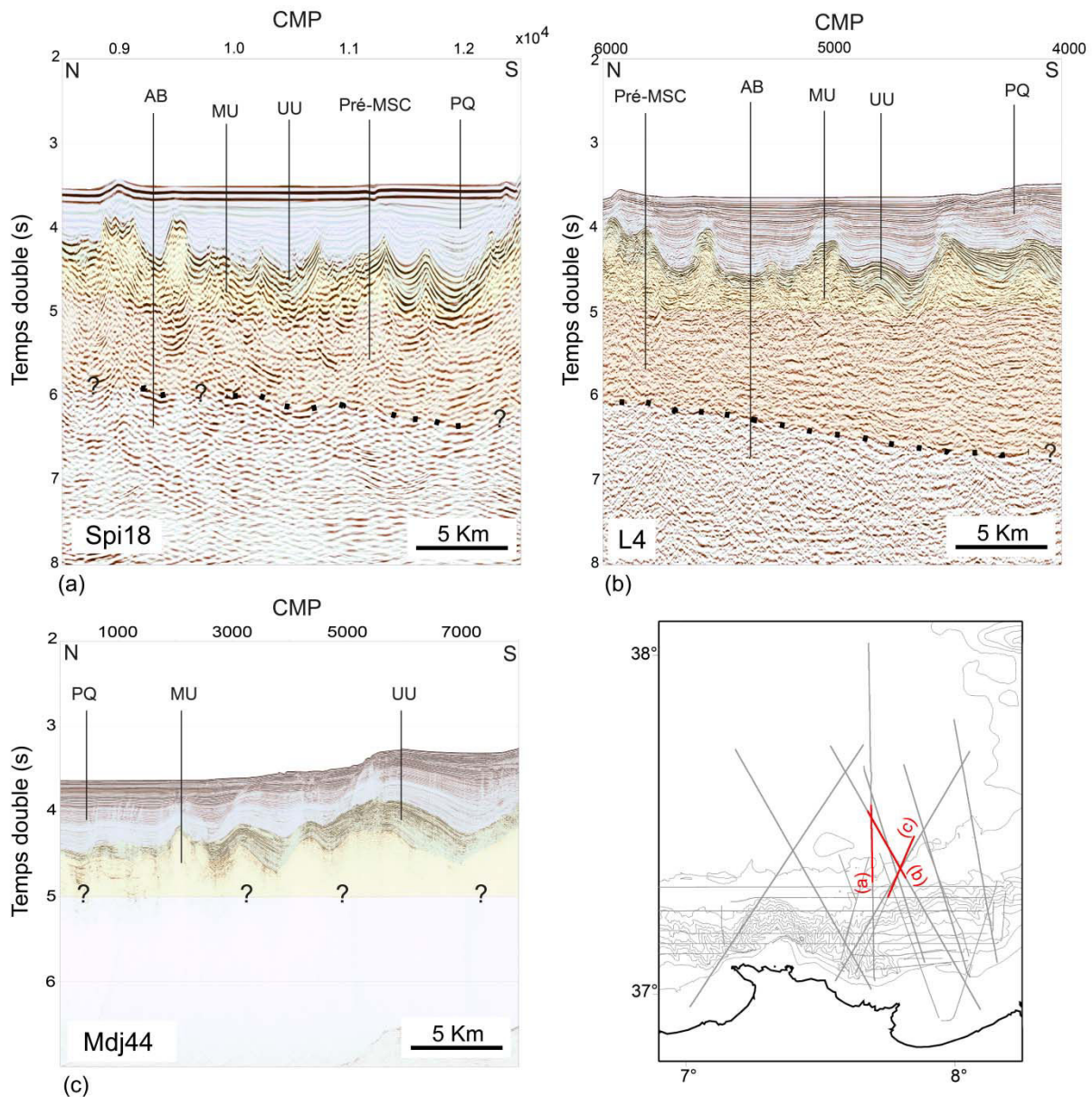
#### a. Unités Messiniennes MU et UU

Dans le bassin profond, le long des lignes sismiques disponibles dans la région d'Annaba, les unités Messiniennes sont clairement identifiables dans la couverture sédimentaire entre 4 et 5 std. Quel que soit le type de sismique, ces unités correspondent sur nos profils aux unités MU et UU.

• **L'unité mobile MU** est reconnaissable par son faciès sismique transparent et la déformation qui l'affecte. Son toit est observé ~4.4 std et sa base est située à ~5 std (**Fig. III.9**). Alors que sur les profils haute-résolution, on ne peut distinguer sa base par manque de pénétration (**Fig. III.9c**), cette base est visible sur les données sismiques plus pénétrantes de SPIRAL et de la

Sonatrach, sur lesquelles elle est marquée par un réflecteur basse fréquence discontinu caractéristique (**Figs. III.9a et 9b et Annexe 2**).

L'unité MU montre de fortes variations d'épaisseur de courte longueur d'onde dans tout le bassin profond, entre 0.2 et 0.9 std, en raison des nombreux plis et diapirs liés à la tectonique salifère qui l'affecte.



**Figure III.9.** Extraits de profils montrant les principales unités sismiques du bassin profond dans la région d'Annaba. Ces profils sont représentés à la même échelle. (a) Sismique pénétrante faible résolution (ligne SPIRAL Spi18), (b) Sismique pénétrante haute-résolution (ligne SONATRACH L4) et (c) Sismique très haute résolution de faible pénétration (ligne MARADJA mdj2-h44). PQ : plio-quaternaire, UU : unité Messinienne supérieure, MU : unité Messinienne mobile, Pre-MSC : sédiments pré-Messiniens et AB : socle acoustique.

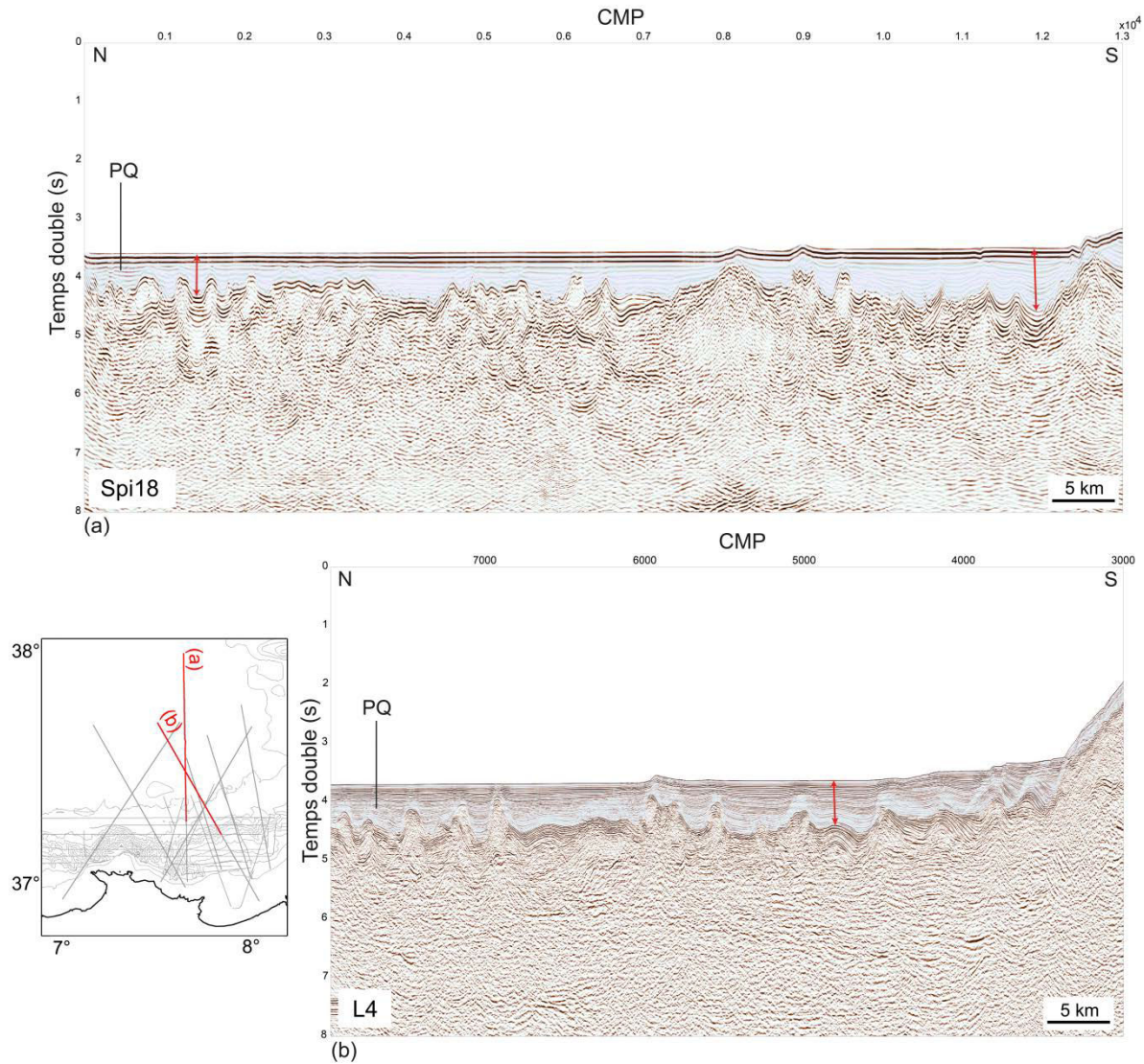
• **L'unité supérieure UU** représentée par un faciès sismique typique, montrant des réflecteurs de forte amplitude plus ou moins parallèles entre eux et présentant des épaisseurs allant de 0.1 à 0.5 std (**Fig. III.9**). En fonction de la fréquence du signal, et donc de la résolution des données, le nombre de réflecteurs la composant varie : pour une épaisseur d'environ 0,4 std, ils correspondent à 4-5 réflecteurs sur les profils SPIRAL montrant la plus faible résolution (**Fig. III.9a**), à ~8 réflecteurs sur les profils SONATRACH (**Fig. III.9b**) et ~12 réflecteurs sur les profils MARADJA (**Fig. III.9c**).

Les deux unités Messiniennes (UU et MU) se biseautent sur les unités sous-jacentes de la pente profonde respectivement vers 3.5-4.0 et 4.2-4.5 std (**Annexes 2.1 à 2.8**). Il faut noter que sur les profils de faible résolution de SPIRAL, il est en général difficile de distinguer MU et UU, notamment lorsque les diapirs sont de courte longueur d'onde.

#### **b. Unité Plio-Quaternaire PQ**

Au-dessus des unités Messiniennes, l'unité PQ est caractérisée par un ensemble de réflecteurs continus haute-fréquence d'amplitude moyenne à faible. Au sein de l'unité, les réflecteurs sont parallèles entre eux, sauf lorsqu'ils sont associés à une tectonique salifère plio-quaternaire. Dans ce cas, ils sont caractérisés par une disposition en éventail, comme généralement observé en bordure du bassin profond (**Annexes 2.1 à 2.8**). L'épaisseur de PQ varie fortement à courte longueur d'onde en raison des nombreux diapirs et plis salifères. Par contre, à grande longueur d'onde, l'épaisseur de l'unité est relativement stable dans la zone d'étude, entre 0.6 et 0.8 std sur l'ensemble des profils qui s'étendent jusqu'à ~40 km du pied de pente pour les profils SPIRAL et ~50 km pour les profils SONATRACH (**Fig. III.10**). Sur la ligne Spi18 qui se prolonge au nord jusqu'au centre du bassin profond, on peut voir qu'au delà de 50 km du pied de pente, l'épaisseur de PQ diminue régulièrement vers le nord jusqu'à 0.3-0.4 std au centre du bassin. Par ailleurs, elle est localement plus forte (0.8-1.0 std) aux abords de la marge, là où l'unité est impliquée dans les rollovers d'une tectonique salifère vigoureuse (**Fig. III.10a**).

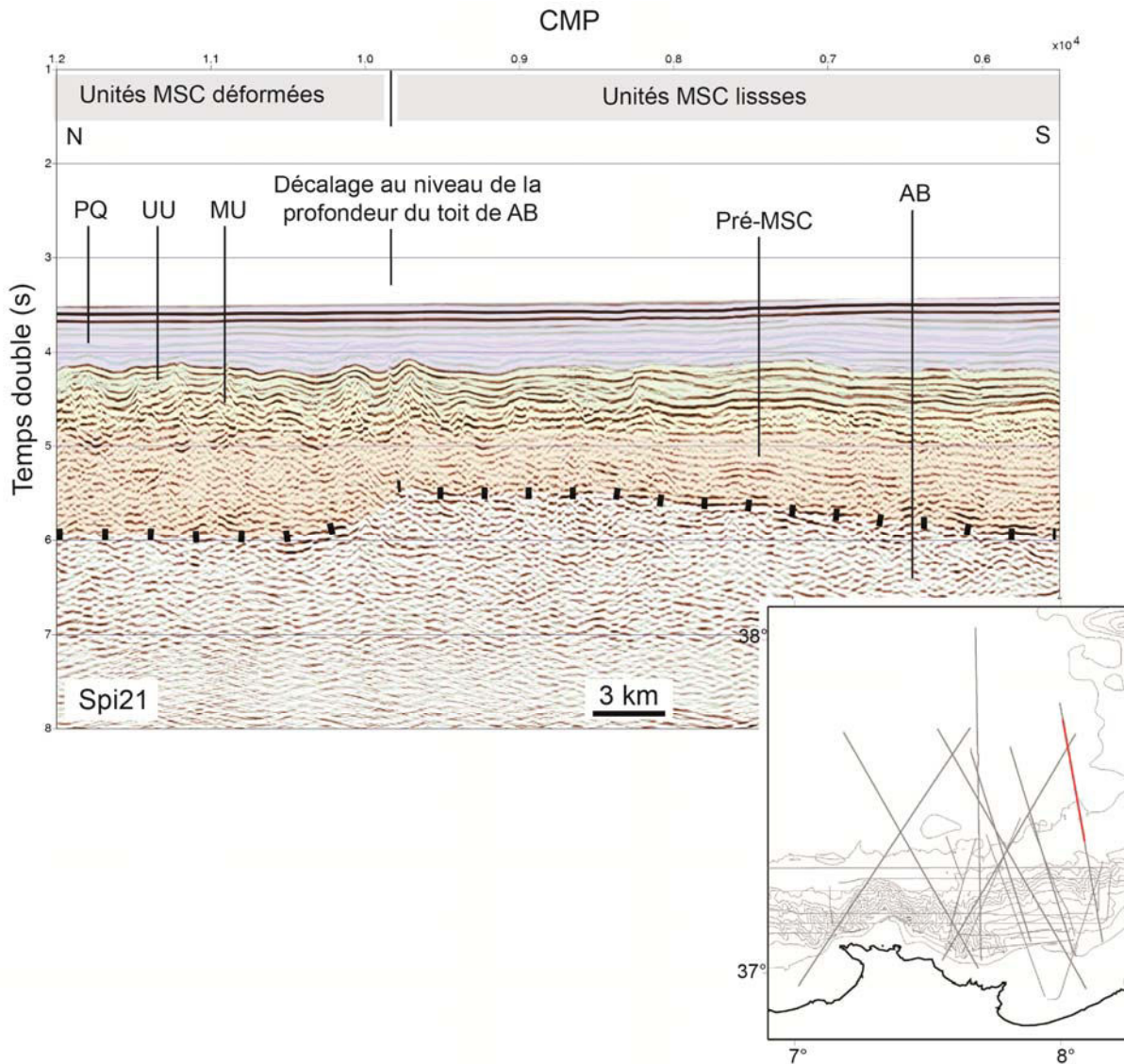




**Figure III.10.** Extraits de profils montrant la distribution de l'unité PQ dans le bassin profond. (a) Ligne sismique SPIRAL Spi18 et (b) Ligne sismique SONATRACH L4. Le profil SONATRACH présente une épaisseur relativement constante de l'unité Plio-Quaternaire (PQ). Cette observation est valable sur l'ensemble des profils disponibles dans le bassin d'Annaba.

### c. Unité Pré-MSC

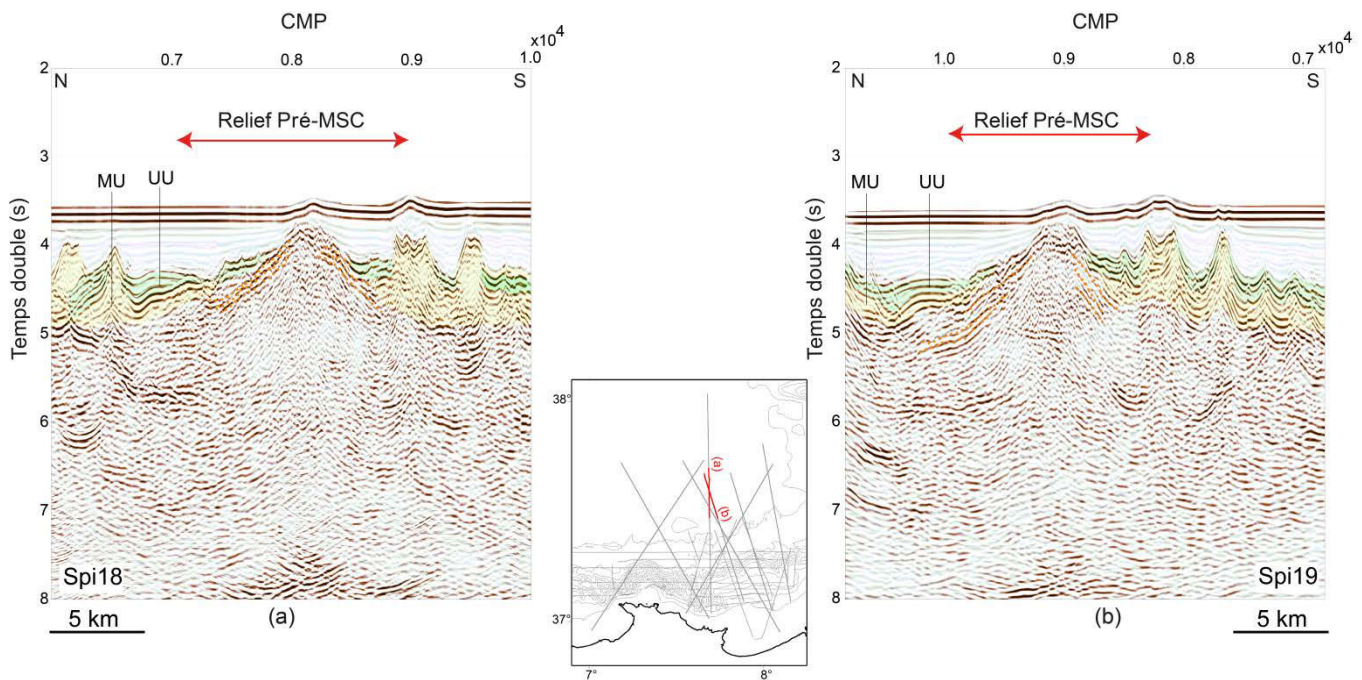
Sous les unités Messiniennes, l'unité Pré-MSC, visible uniquement sur les profils SPIRAL (**Fig. III.9a**) et SONATRACH (**Fig. III.9b**), est caractérisée par des réflecteurs subhorizontaux discontinus basse fréquence de faible amplitude. L'unité présente une épaisseur relativement constante de l'ordre de  $\sim 1.1$  std dans le bassin profond. Son épaisseur augmente toutefois systématiquement dans les  $\sim 20$  km situés le long du pied de pente, où son épaisseur atteint 1.8 std, soit un épaississement de 0.7 std (**Fig. III.10b** et **Annexes 2.1 à 2.8**). A l'extrême Est de la zone d'étude toutefois, ce n'est pas un épaississement mais un amincissement de l'unité Pré-MSC que l'on observe en bordure de bassin, sur une bande large de  $\sim 35$  km (Spi21, **Fig. III.11**).



**Figure III.11.** Extrait du profil Spi21 et son interprétation sismique. PQ : Plio-Quaternaire, UU : unité Messinienne supérieure, MU : Unité Messinienne mobile, Pré-MSC : unité pré-Messinienne et AB : socle acoustique. Un décalage du toit de socle est observé au niveau du CMP 9900, coïncident avec un changement latéral de déformation des unités Messiniennes. Il n'est pas associé à un décalage du toit de l'unité Pré-MSC.

A ~40 km du pied de marge, au large d'Annaba, l'unité Pré-MSC forme un relief d'une largeur de ~15 km (CMP ~8000 sur Spi18 (**Fig. III.12a**), CMP ~9000 sur Spi19 (**Fig. III.12b**)). Alors que les réflecteurs de l'unité Pré-MCS montrent un pendage vers l'extérieur du relief, les unités Messiniennes et post-Messinienne reposent en onlap à son toit (**Fig. III.12**).





**Figure III.12.** Extraits de profil Spi18 (a) et Spi19 (b) montrant la présence d'un relief Pré-MSC, large de ~15 km, dans le bassin profond.

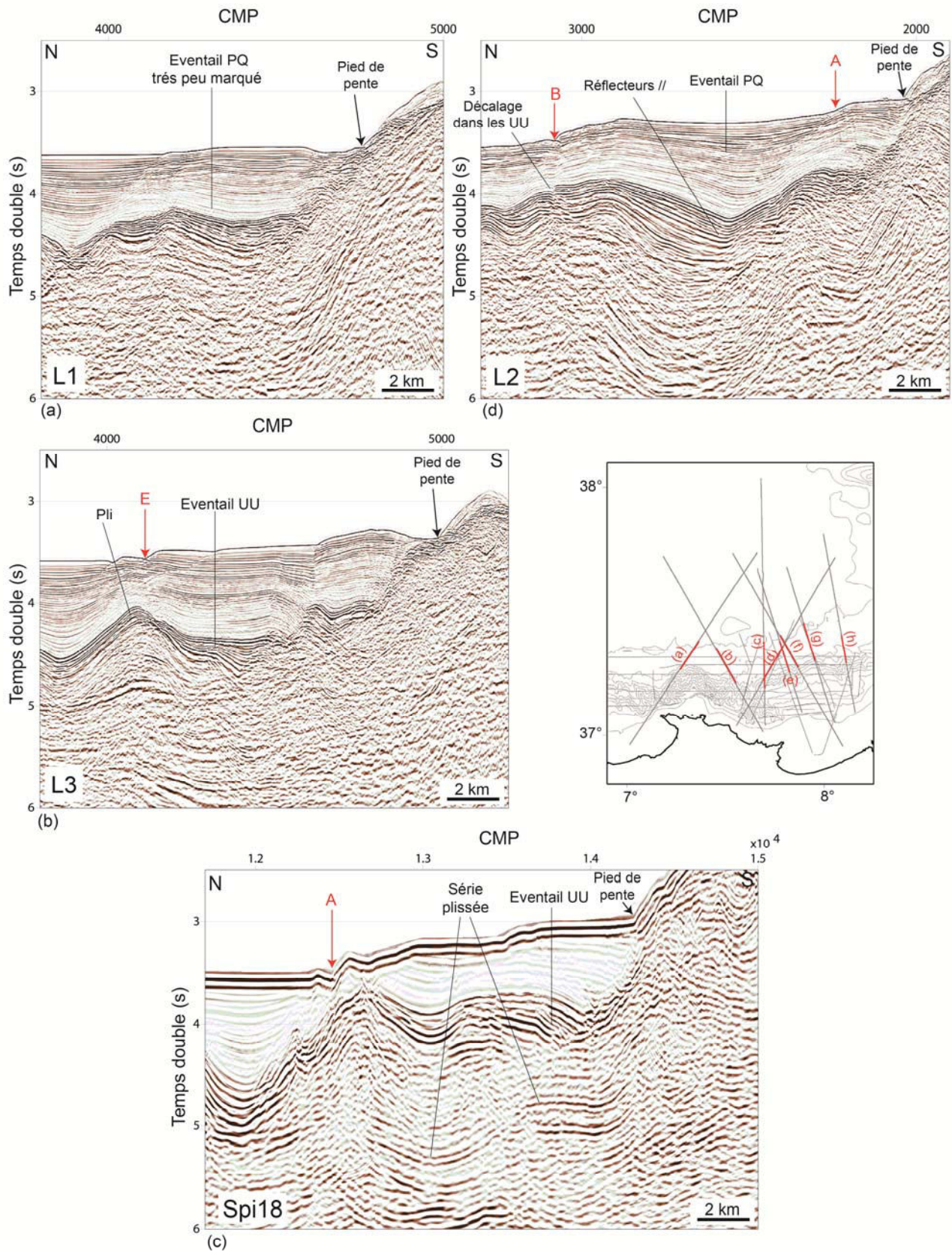
#### d. Le socle acoustique

Dans la zone d'étude, le toit du socle acoustique du bassin profond est marqué par un réflecteur basse fréquence, discontinu et de faible amplitude, observé à ~5.8-6 std au large de la marge (**Annexes 2.1 à 2.8**). En se rapprochant de la marge, là où l'unité Pré-MSC change d'épaisseur, le réflecteur marquant le toit du socle devient plus continu et de plus forte amplitude (**Annexes 2.1 à 2.8**). Il est observé à 6.5 std, où l'unité Pré-MSC est plus épaisse, et à 5.5 std, là où l'unité est la plus mince, à l'est de la zone (**Spi 20 et 21, Annexes 2.7 et 2.8**).

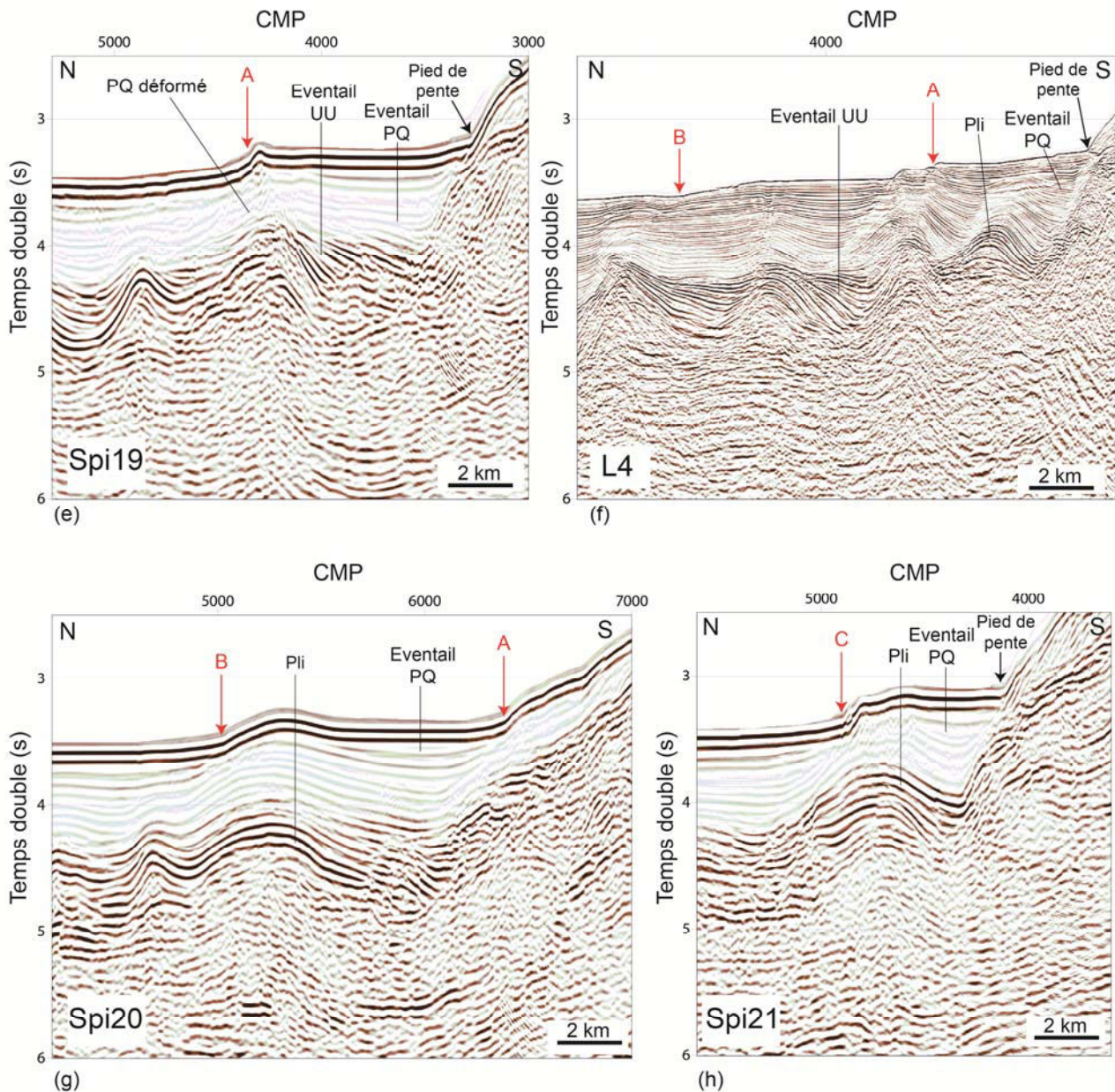
### 3.2.2. Déformation du bassin profond

#### a. Bordure du bassin profond

Les principales déformations sont observées en bordure du bassin profond dans la zone caractérisée par les escarpements A, B, C et E (**Fig. III.2**) et définies par **Kherroubi et al. (2009)** comme des structures compressives quaternaires en relais (**Fig. I.53**). Les données SPIRAL et SONATRACH permettent ici de compléter la grille des données MARADJA utilisées par **Kherroubi et al. (2009)**, et apporte des informations supplémentaires sur la géométrie des unités sous le toit du sel. Sur l'ensemble des données, on observe une nette déformation de l'unité Pré-MSC sous ces escarpements.







**Figure III.13.** Extraits des profils montrés en **Annexe 2** illustrant la déformation récente en bordure de bassin profond. On observe à certains endroits des éventails dans l'unité PQ, alors qu'à d'autres endroits, les éventails se cantonnent à l'unité UU, les réflecteurs de UU étant alors parallèles entre eux, parfois impliqués dans des plis comme sur le profil L3 en (b). Sous les escarpements continus sur plusieurs kilomètres (ou dizaines de kilomètres) sur le fond de la mer, les structures sous-jacentes, issues de l'interaction tectonique crustale/tectonique salifère sont quant à elles de géométrie et de longueur d'onde variables.

Dans les niveaux post-salifères (post-MU), la déformation se traduit par des structures enracinées sur le sel correspondant soit à des plis (**Fig. III.13f, g, h**), soit à des basculements associés à des rollovers (**Fig. III.13d, e**). Cette déformation s'accompagne d'éventails syn-sédimentaires observés à différents niveaux dans les unités sus-jacentes. Ces éventails affectent l'unité UU localement sous les paliers délimités par les escarpements A et B, ou juste en aval de ces escarpements (**Fig. III.13f**). Ils indiquent une première phase de

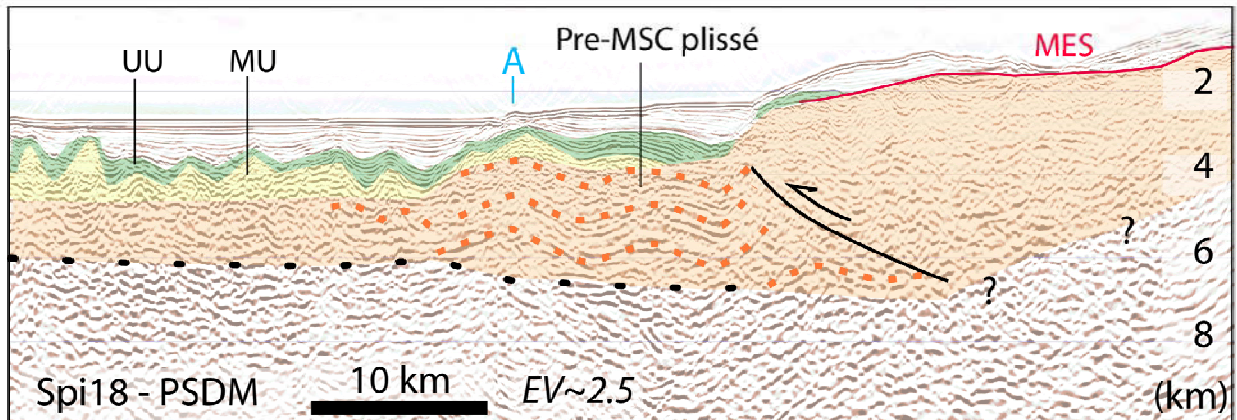
déformation salifère précoce après le dépôt de MU. En dehors de ces quelques éventails, les réflecteurs de l'unité UU sont parallèles entre eux, même lorsqu'ils sont déformés (pli de pied de pente sur **Fig. III.13f**, **Fig. III.13g, h** ; flanc nord du pli observé sur la **Fig. III.13c**). Au-dessus de ces structures, les éventails sont alors observés dans le Plio-Quaternaire et caractérisent une déformation plus récente.

Sous les unités Messiniennes et post-Messiniennes, le toit de l'unité Pré-MSC est marqué par de brusques variations de profondeur, avec un décalage maximum sous la partie ouest du palier ST, où il atteint 1 std (~1 km) sous l'escarpement A (profil Spi18, **Annexes 2.4 et 3.1**). Il est plus généralement de l'ordre de 0.5-0.6 std (Spi19, et L4 **Annexes 2.5 et 2.6**), ou encore plus faible, caractérisé par un pli (L1, L3, L2, Spi20 et Spi21, **Annexes 2.1, 2.2, 2.3, 2.7 et 2.8**). L'unité Pré-MSC est elle-même déformée. Malgré la faible résolution des données et une amplitude souvent ténue des réflecteurs, il apparaît clairement que la série est plissée ou plissée-faillée sur des failles inverses à vergence nord au large du segment oriental (**Fig. III.13c**, **Annexes 2.2 à 2.8**), ou basculée sur une faille à vergence nord au large du segment occidental sur la ligne L1 (**Annexe 2.1**). Sur les différents profils, des pendages contradictoires sont en fait partout observés, mais il est parfois difficile de positionner les failles avec précision, notamment car sous les structures salifères, un effet de pull-up contribue à la géométrie des horizons.

Enfin, il semble qu'à la base de l'unité Pré-MSC, le toit du socle du bassin profond ne soit pas affecté par la déformation, à la résolution des données. Sur les profils **L3, L2, L4, Spi20 et Spi21**, sur lesquels le réflecteur est particulièrement net, le toit du socle reste horizontal jusqu'à la rupture de pente (**Annexes 2.2, 2.3, 2.6, 2.7 et 2.8, Annexe 3.2**). Sur les sections temps, le seul profil suggérant que le socle est décalé est le profil Spi18 (**Annexe 2.4**). Toutefois, une fois migré en profondeur, ce décalage disparaît ou est au moins très fortement atténué (**Fig. III.14 et Annexe 3.1**). A la base de la série plissée, un fort réflecteur formant deux plis correspond non pas au toit du socle mais aux sédiments les plus profonds observés, interprétés comme des conglomérats d'âge Oligocène (**Arab et al., 2014**). Sous ce fort réflecteur, un réflecteur de plus faible amplitude, montant un léger pendage monoclinal vers la marge, pourrait marquer le toit du socle (**Fig. III.14**). Sur les autres profils pour lesquels le toit du socle est moins clair, il est plus difficile de se prononcer, mais s'il existe un décalage, il est forcément faible (**L1 et Spi19, Annexes 2.1 et 2.5**).

Il faut noter que, même si les escarpements A, B, C et E forment des anomalies bathymétriques allongées bien définies, les géométries sous-jacentes ne sont pas cylindriques,

avec des structures sous-jacentes (plis, rollovers) variables en nombre, en longueur d'onde, en décalages verticaux, et en style de déformation (**Fig. III.13a à h**).



**Figure III.14.** Extraits du profil Spi18 migré en profondeur. L'ensemble de l'unité Pré-MSC est caractérisé par des ondulations des réflecteurs, au-dessus du toit du socle faiblement incliné vers la marge (pointillé noir). Alors que le toit de l'unité pré-MSC montre un décalage vertical de l'ordre du kilomètre en liaison avec l'escarpement de surface A, on n'observe aucun décalage significatif du toit du socle. A l'échelle d'observation, la déformation n'affecte que la couverture sédimentaire de la bordure du bassin profond.

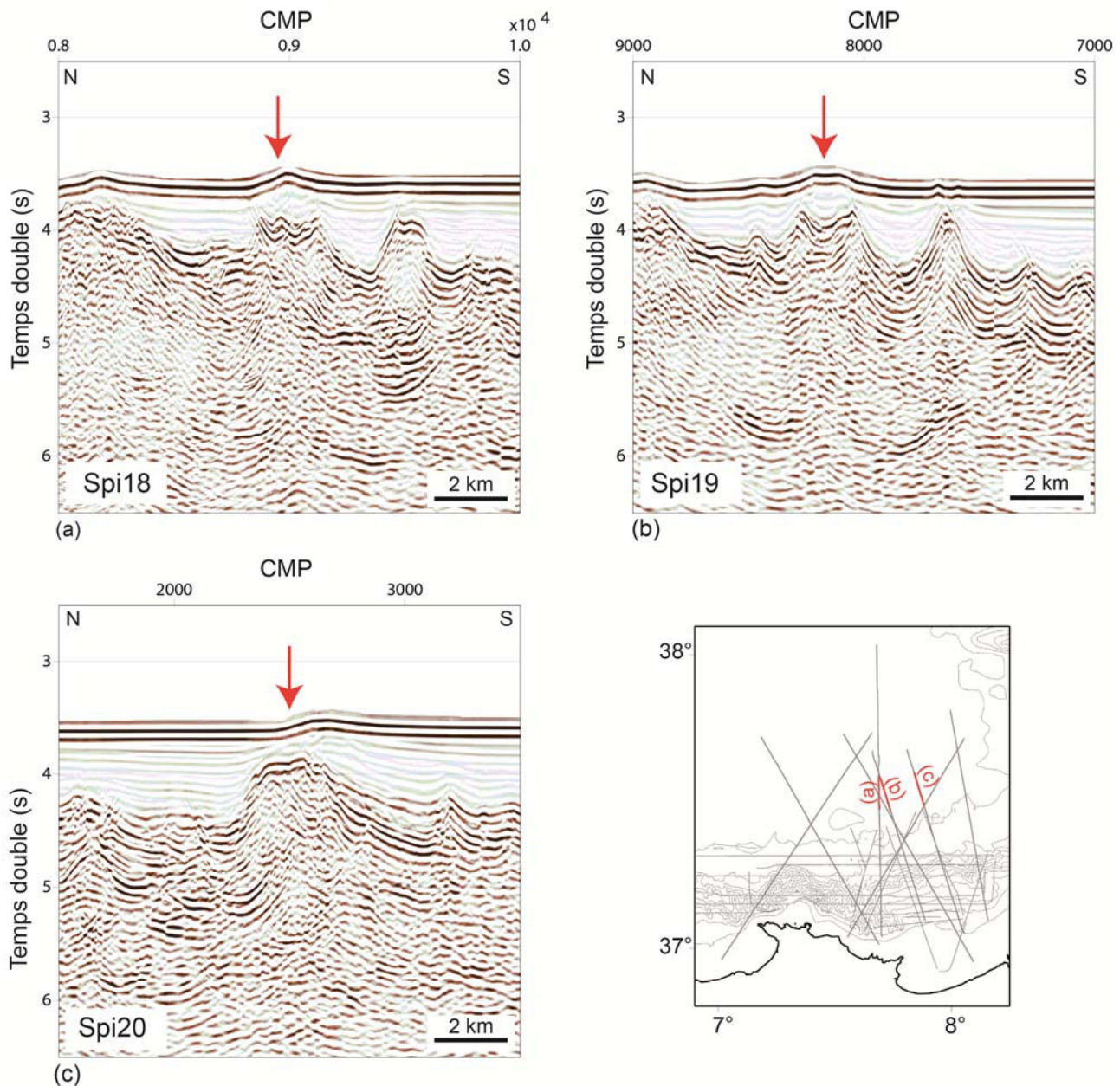
Par ailleurs, si les structures de bordure de bassin sont observées tout au long de la marge dans le secteur d'étude à partir des profils disponibles, elles ne montrent pas partout la même intensité : elles sont particulièrement développées au large du segment oriental au niveau des escarpements A et B où on observe successivement deux structures lorsqu'on s'éloigne de la marge, mais elles sont plus modestes au large du segment occidental (escarpement E) et aussi à l'est de la zone (escarpement C) où elles correspondent à un court pli salifère souligné d'un petit pli (ou pli-faille) Pré-MSC (**Fig. III.13h et Annexe 2.8**).

### b. Plus au large dans le bassin

Plus au large dans le bassin profond, on observe avant tout les plis et diapirs classiquement observés en Méditerranée occidentale (**Lofi et al., 2011a et b**). Ils affectent MU, les unités UU et PQ étant relativement calmes autour des structures salifères. Les diapirs sont plus particulièrement développés le long des profils Spi18, spi19 et L4 (**Annexes 2.4, 2.5 et 2.6**), associé à des épaisseurs de MU légèrement plus importantes qu'ailleurs dans la zone d'étude. Au contraire, l'est de la zone est particulièrement calme (L2 et Spi21, **Annexes 2.3 et 2.8**), là où le sel est plus mince. Nous notons que le long de certains profils, un léger changement dans les structures salifères s'opère, comme sur le profil Spi21 vers le CMP-9900 (**Fig. III.11**), les structures salifères étant plus développées au nord de cette limite.



Localement dans le bassin profond, on observe quelques structures salifères anormalement développées, recouvertes que  $\sim 0.3$  std de PQ et accompagnées d'un décalage du fond de la mer de  $\sim 0.12$  std (**Fig. III.15**). La densité de lignes et la faible précision de la bathymétrie au large ne nous permettent de voir si ces structures sont des murs de sel ou de simples diapirs.



**Figure III.15.** Structures salifères atypiques et déformation sus-jacente de PQ et du fond de la mer.

Enfin, d'une manière générale aucun décalage du toit du socle n'est observé (**Annexes 2.1 à 2.8**), mais il faut garder en tête que la résolution des données est faible sous le sel, que le réflecteur du toit du socle est ténu, discontinu et affecté par les effets de pull-up. De faibles décalages pourraient donc exister sans pouvoir être identifiés sur nos lignes. Seul le profil

Spi21, à l'extrême est de la zone, montre un net décalage vertical vers le CMP-9900, de 0.5 std (~1,2 km) visible sur des sections temps (**Fig. III.11, Annexe 2.8**) et sur la section migrée profondeur (**Annexe 3.2**).

### 3.3. Marge : unités acoustiques et déformation

Comme nous l'avons vu précédemment, la marge est-algérienne peut être divisée en deux segments (segment oriental et segment occidental) dont les morphologies diffèrent (**Fig. III.1b**). Cette différence de morphologie s'accompagne d'une différence de nature et de structure des unités acoustiques sous-jacentes, qui justifie une présentation distincte de ces deux domaines.

#### 3.3.1. Segment oriental

##### a. Unités acoustiques

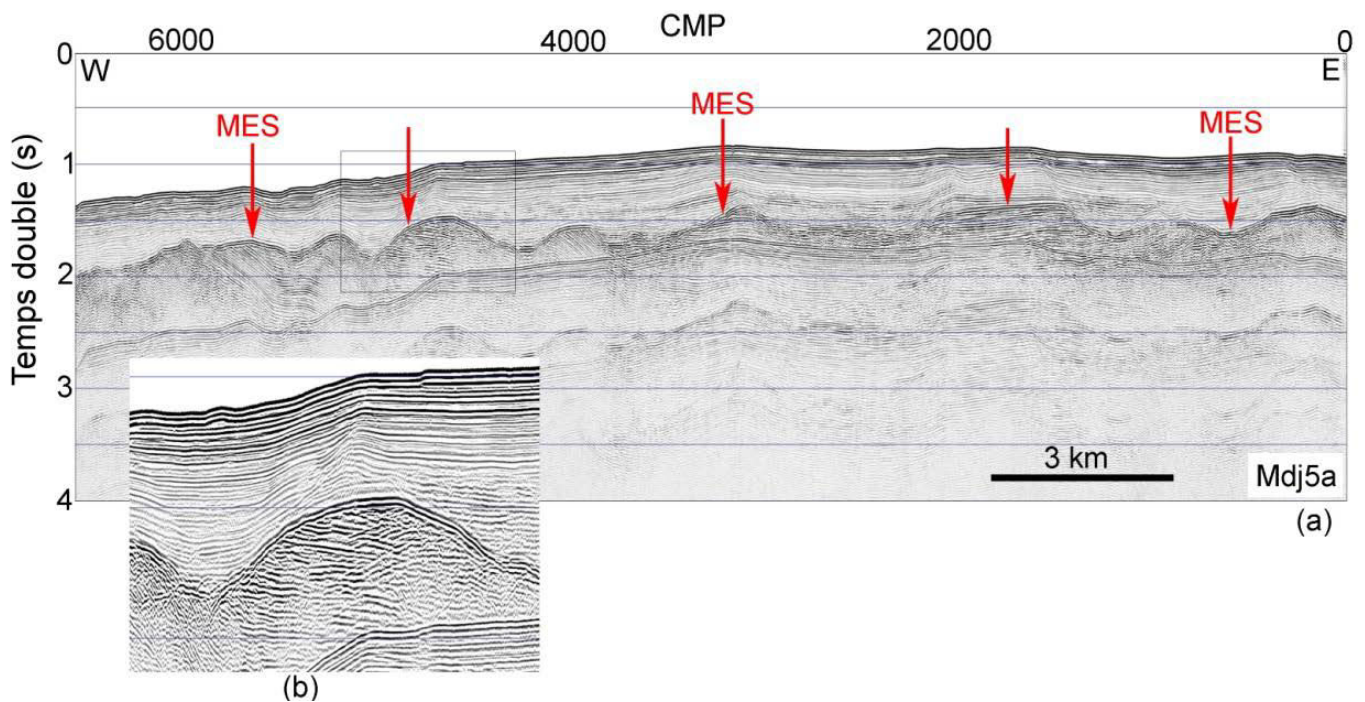
###### ••• Unités Messiniennes

Le long de ce segment de marge, l'événement Messinien est marqué sous la pente inférieure par l'unité UU du bassin, qui se biseaute vers 3.4 std de profondeur, et par l'unité UU', qui relaie UU entre 3.4 et ~2.0 std de profondeur (**Fig. III.8b**). La pente supérieure douce est quant à elle caractérisée par la surface d'érosion MES. Il est difficile de déterminer jusqu'à quelle profondeur cette dernière se prolonge sous UU', l'unité Pré-MSC étant peu réfléchive sous la pente inférieure.

Sous la partie haute de la pente supérieure douce, la MES correspond à un réflecteur de forte amplitude, qui tronque nettement les réflecteurs sous-jacents. Sur les profils perpendiculaires à la marge, le réflecteur présente en général une pente régulière douce vers le bassin (Spi19, L4 et Spi20, **Annexes 2.5, 2.6 et 2.7**). Sur les profils parallèles à la marge, il est au contraire très accidenté avec des incisions profondes de 200 ms à 400 mstd (soit de 200 à 400 m) (**Fig. III.16**). Vers le bas de la pente supérieure douce, la profondeur des incisions diminue et leur largeur augmente. La différence de morphologie très marquée entre profils parallèles et perpendiculaires à la pente indique que la surface Messinienne formait un réseau d'incisions selon la ligne de plus grande pente.

En allant du bassin vers le haut de marge, la pente inférieure abrupte est en général caractérisée par une zone sans unité Messinienne, où les unités PQ et Pré-MSC sont en contact direct (**Fig. III.8b et III.13**). On retrouve ensuite l'unité UU, vers 3.5 std de profondeur, qui s'amincit et se biseaute rapidement sur sa surface de dépôt. Ce biseau se

prolonge vers le haut de pente par l'unité UU', qui comme UU est très réfective, mais avec un faciès plus chaotique et une épaisseur presque constante, voisine de 100-150 mstd. Son épaisseur étant faible, l'unité UU' est surtout observée sur les profils MARADJA et SONATRACH (L3, L2, L4, **Annexes 2.2, 2.3 et 2.6**), alors que sur les profils SPIRAL de très basse résolution, on observe plutôt un « épaissement » du réflecteur de la MES (Spi19, Spi 21, **Annexes 2.5 et 2.8**).



**Figure III.16.** Extrait du profil MARADJA Mdj5a (pour positionnement voir **Fig. III.2**) parallèle à la marge. De nombreuses incisions sont observées au niveau de la surface Messinienne. (b) Zoom indiqué par un cadre noir en (a) montrant des onlaps des réflecteurs de l'unité PQ sur les incisions Messiniennes.

### ••• Unité Plio-Quaternaire

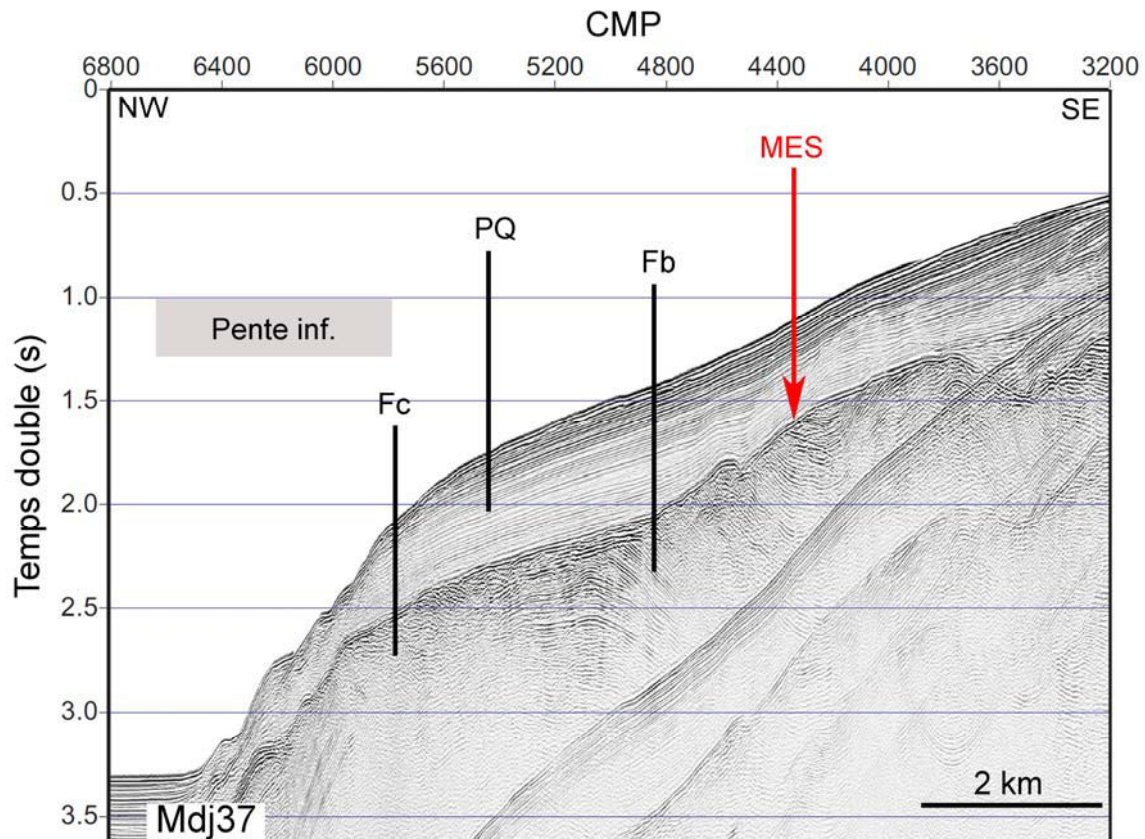
L'unité PQ repose en conformité ou en onlaps sur la MES et l'unité UU' (**Fig. III.16**), comme ailleurs sur les pentes du bassin Méditerranéen (**Lofi et al., 2011a**). Elle présente des épaisseurs allant de 0.4 à 1.1 std sous la pente supérieure douce et elle est beaucoup plus faible (en général de l'ordre de 0.2-0.3 std **Fig. III.17** et **Annexe 2**), voire absente (**Fig. III.18**) sous la pente inférieure abrupte.

L'unité PQ est caractérisée sous la pente supérieure par un ensemble de réflecteurs d'amplitude moyenne à faible, haute fréquence, continus, présentant un léger pendage vers le bassin parallèle au fond de la mer (**Annexes 2.4 à 2.8**). Dans le détail, alors que les réflecteurs sont systématiquement parallèles entre eux à l'ouest du segment (**Fig. III.17**), on observe à l'est un changement de pendage des réflecteurs vers le milieu de la série PQ, associé à des toplaps de la partie inférieure de l'unité sur une discordance (**Fig. III.18**).



Sous la pente inférieure, l'unité PQ présente au contraire des réflecteurs discontinus, aux géométries irrégulières (**Fig. III.17**).

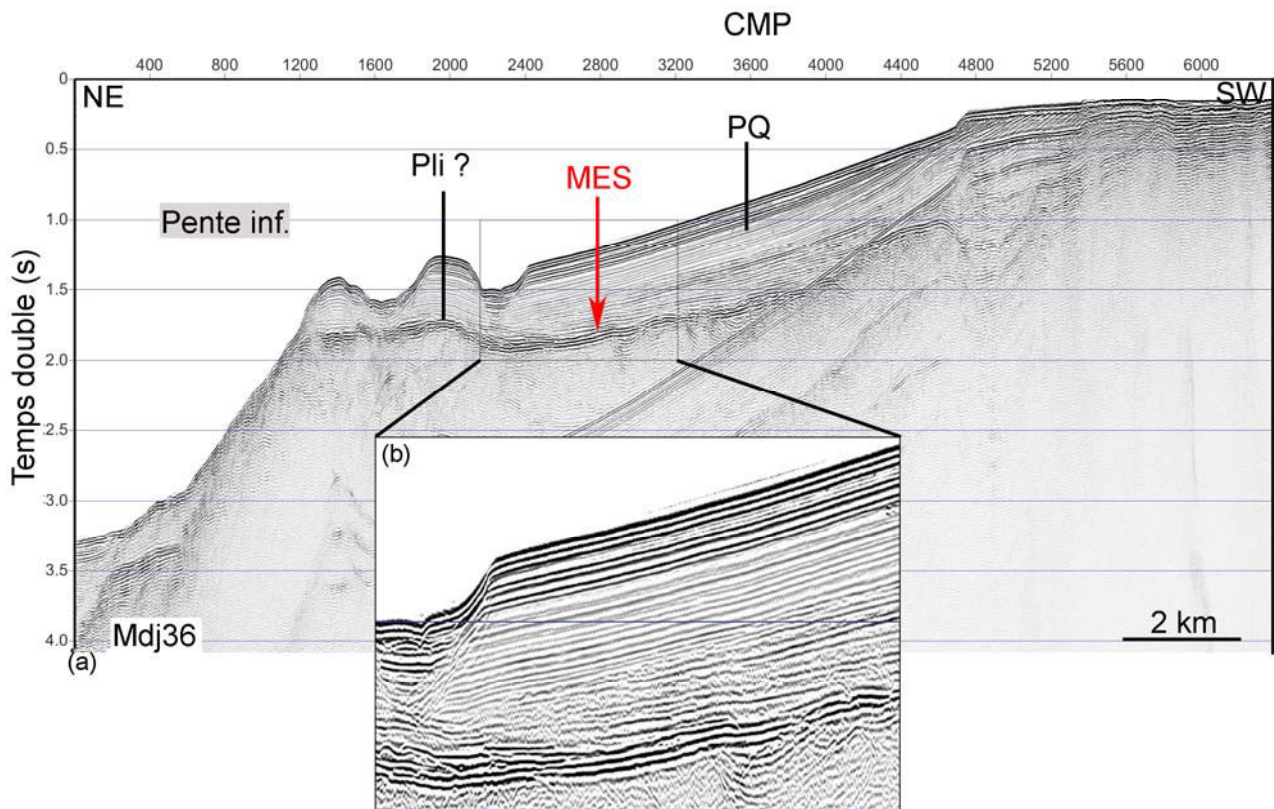
Le long des profils parallèles à la marge, les réflecteurs de PQ comblent les incisions Messiniennes sur lesquelles elles reposent en onlaps (**Fig. III.16b**). Les sédiments récents gommant ainsi presque complètement la morphologie très accidentée Messinienne à cet endroit de la marge.



**Figure III.17.** Extrait du profil MARADJA Mdj37 (positionnement, voir **Fig. III.2**.) Les réflecteurs PQ sont parallèles entre eux dans la pente supérieure et sont discontinus et de géométrie irrégulière sous la pente inférieure. Les unités Fb et Fc représentent des unités Pré-MSC caractérisées par un faciès bien litée pour Fb et chaotique pour Fc. Sous la pente Inférieure des failles de jeu apparent normal décalent les unités/surfaces Messiniennes.

•• Unité Pré-MSC :

Le long des profils sismiques situés dans le segment de marge oriental, l'unité Pré-MSC peut être subdivisée en trois unités: Fb, Fc et Mio (**Fig. III.19** et **Annexes 2.4 à 2.8**). Les deux premières unités superficielles Fb et Fc sont observées en alternance immédiatement sous la surface MES sur l'ensemble des données (SPIRAL, SONATRACH et MARADJA). Ces deux unités reposent sur l'unité Mio, qui n'est par contre identifiable que sur les données de sismique pénétrante. La limite entre Fb-Fc et Mio est marquée par un réflecteur discontinu de forte amplitude, qui présente une pente douce et irrégulière vers le bassin.



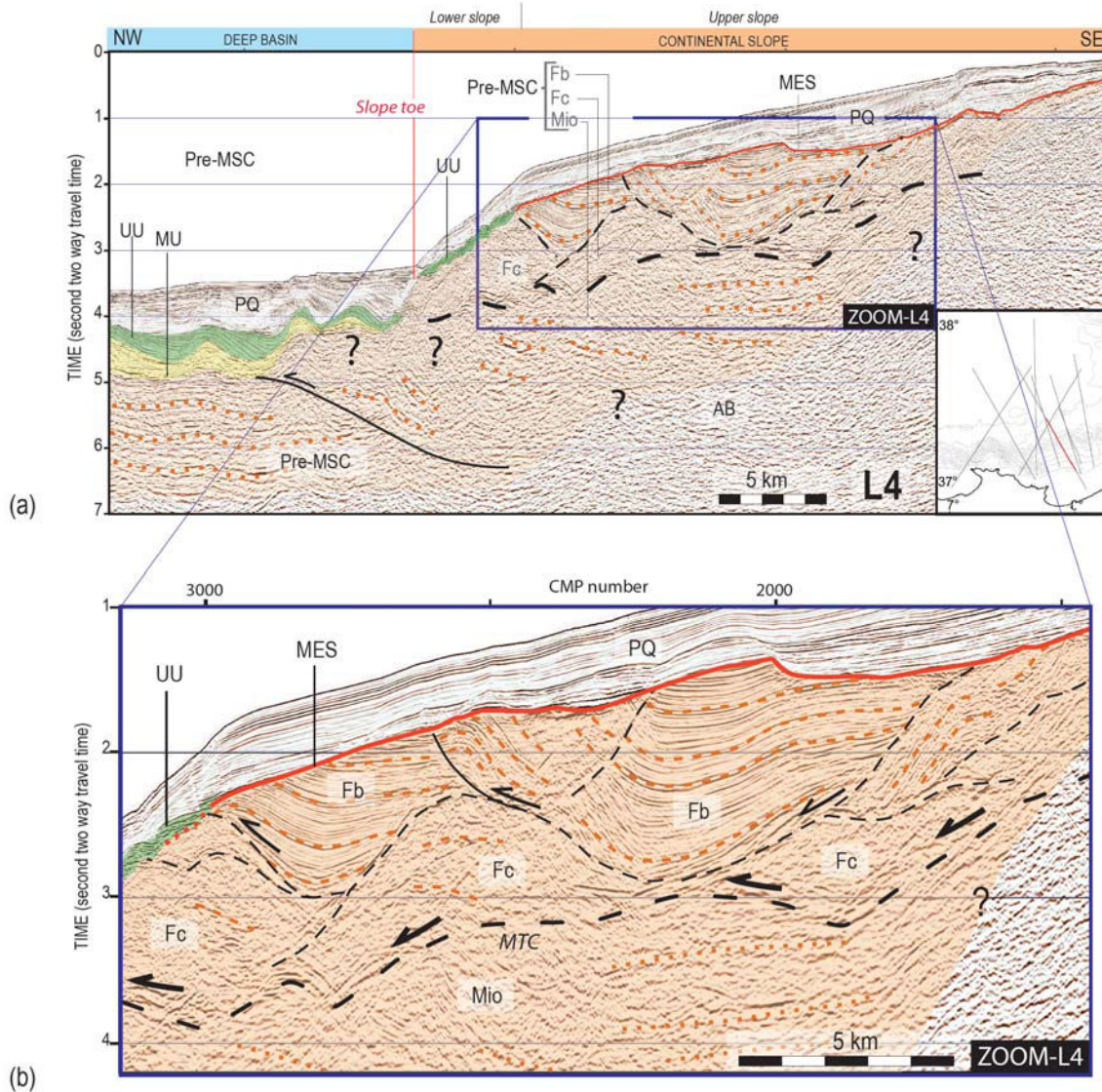
**Figure III.18.** Extrait du profil MARADJA Mdj36 (positionnement, voir **Fig. III.2.**) Les réflecteurs de l'unité PQ forment deux sous-unités de réflecteurs parallèles entre eux, séparés par une légère discordance. Sous cette discordance, on observe des toplaps (CMP 2400-3000). La pente inférieure est dénuée de sédiment PQ.

L'unité Mio correspond à l'unité la plus profonde observée sous la marge sur une épaisseur maximum voisine de 1,3 std (~2.7 km). Sa base n'est en général pas visible, correspondant à une limite de pénétration diffuse. Elle est caractérisée par des réflecteurs de faible amplitude et de basses fréquences, montrant presque toujours un faible pendage vers le bassin (**Annexes 2.4 à 2.8**), ou, localement, vers la marge (**Fig. III.19, Annexe 2.6**).

Les unités Fb et Fc se distinguent par leur faciès. Fb est caractérisée par des réflecteurs bien lités parallèles entre eux, l'unité Fc présentant quant à elle un faciès chaotique, avec localement quelques réflecteurs irréguliers et de faible continuité latérale (**Fig. III.19, Annexes 2.4 à 2.8**).

Fb et Fc forment des sous-unités caractérisées par une réflectivité et une organisation des réflecteurs qui leur sont propres. Ces sous-unités présentant une extension latérale allant de ~5 km à ~12 km et présentent des épaisseurs cumulées atteignant localement ~1.4 std (~2.5 km). Le contact entre sous-unités est abrupt et généralement marqué par des discordances claires (**Fig. III.17, III.19, III.20**).





**Figure III.19.** Profil sismique réflexion L4. (a) section migrée en temps, montrant les principales unités PQ, MES et Pré-MSc et (b) zoom sur le cadre bleu défini en (a) illustrant les principales unités de la série Pré-MSc (Fb, Fc et Mio). Il est possible que Fc se prolonge en bordure du bassin profond, au-dessus du chevauchement marqué en (a).

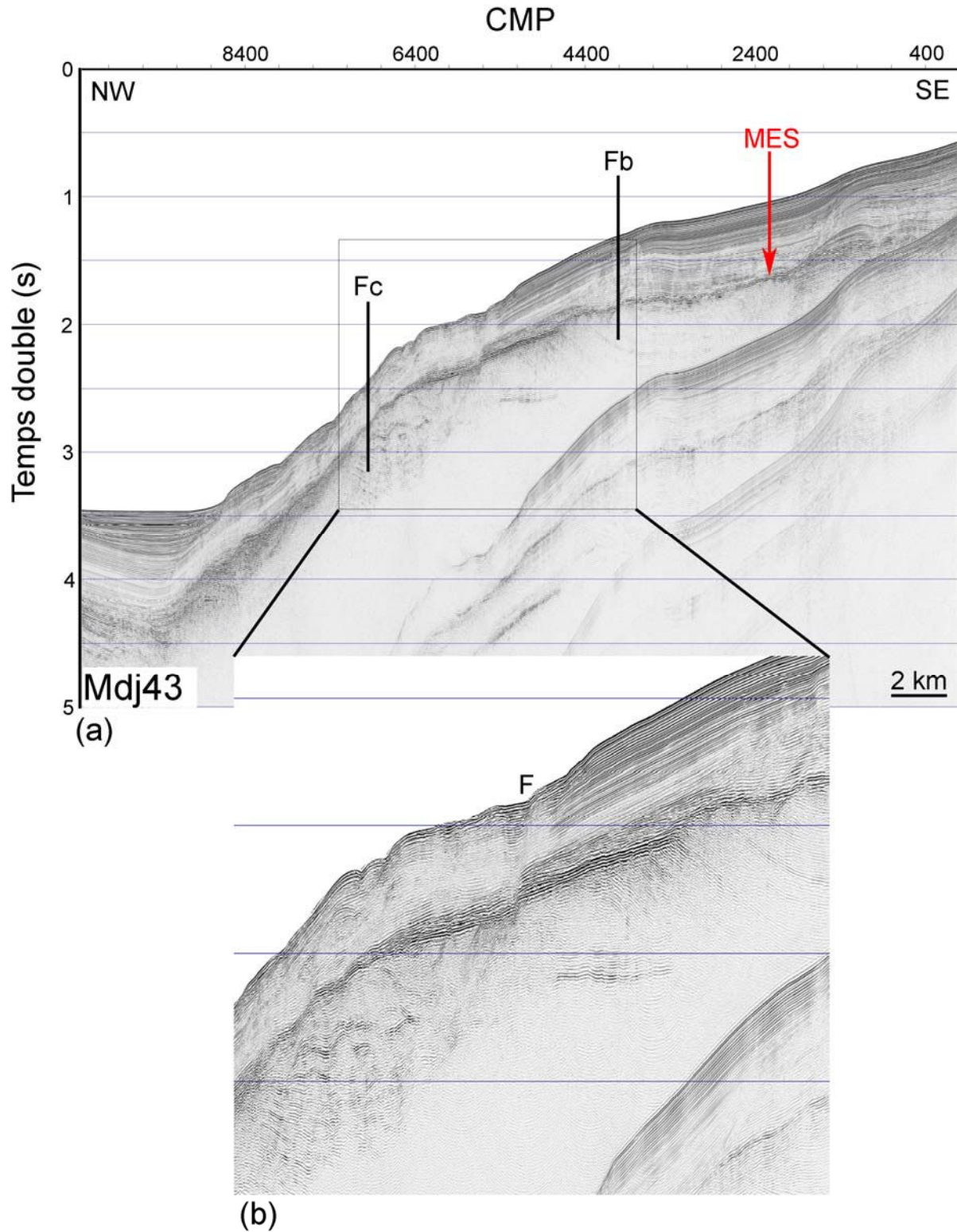
Localement, on observe des changements latéraux de réflectivité au sein des sous-unités (passage graduel du faciès Fb lité au faciès Fc chaotique) accompagné d'un changement dans la pente des réflecteurs (exemple **Fig. III.20b**, du CMP~1500 au 2000 ou du CMP 2200 to 2600). Par ailleurs, si l'on compare les profils Spi20 et Mdj43 situés au même endroit, on voit que ce qui correspond au faciès Fb lité mais très déformé et faillé sur le profil haute-résolution apparaît comme le faciès Fc sur le profil de faible résolution, avec seulement quelques réflecteurs chaotiques (**Fig. III.20**). Ces deux observations suggèrent qu'au moins dans certains cas, le passage du faciès lité de Fb au faciès chaotique de Fc est lié à un changement de structure interne au sein de l'unité qui empêche d'imager le litage de l'unité.

D'une manière générale, les sous-unités Fb sont globalement situées à des niveaux structuraux plus superficiels que les sous-unités Fc (**Fig. III.19**). C'est en effet en général Fb qui est observée immédiatement sous la MES de la pente supérieure. A la transition pente supérieure/pente inférieure par contre, c'est l'unité Fc qui est presque systématiquement observée directement sous le marqueur Messinien (**Fig. III.17, 19 et 20, Annexes 2.4 à 2.8**). Au sein de l'unité, on observe à cet endroit quelques réflecteurs chaotiques pentés vers le continent (**Fig. III.17, 19 et 20**). A la transition pente inférieure / pente supérieure, le toit de l'unité Fc passe sous Fb avec un pendage vers le continent (**Fig. III.17, 19 et 20**).

Les unités Fb et Fc sont observées sous la pente vers le sud jusqu'à la bordure du plateau continental, situé à ~20 km du trait de côte (**Fig. III.20**). Ceci suggère qu'elles s'étendent probablement sous le plateau continental, bien qu'à cet endroit, la présence de multiples extrêmement puissants empêche leur imagerie. Leur extension vers le nord (bordure du bassin profond) est difficile à préciser. Il est clair que Fc se prolonge sous la pente inférieure tout le long du segment de marge oriental. Sa continuité en bordure du bassin profond est moins évidente, en raison de la déformation qui affecte les séries Pré-MSC en bordure du bassin profond et parce que l'on passe sous les unités MU-UU. Sur certains profils, elle pourrait se prolonger jusqu'aux premiers escarpements formant la bordure du bassin profond (**Fig. III.19, Annexes 2.3, 2.5, 2.6 et 2.7**).

#### **b. Déformation du segment oriental**

Le Messinien sert de repère quant à l'âge de la déformation. On distingue la déformation pré-Messinienne, qui n'affecte pas du tout le repère Messinien et les unités sus-jacentes, et la déformation post-Messinienne, qui affecte également les unités supérieures à savoir le Plio-Quaternaire PQ, l'unité messinienne UU, et la surface d'érosion MES. Il n'y a pas de sel mobile MU sous la marge, donc pas de tectonique salifère contrairement au bassin profond.



**Figure III.20.** Extrait de profil haute-résolution Mdj43 (positionnement sur **Fig. III.2**). L'unité Fb bien stratifiée et litée et faillée le long de ce profil apparaît chaotique sur les données pénétrantes de faible résolution (voir Spi20, **Annexe 2.7**). (b) représente le zoom défini en (a). La faille F montre un décalage vertical du marqueur Messinien de 65 mstd (~65 m), et du fond de la mer de ~25 m. (**Fig. III.2**).

••• Déformation Pré-Messinienne

Les unités Fb et Fc présentent des pendages très variables le long des profils sismiques orientés à la fois perpendiculairement et parallèlement à la marge. Les sous-unités plurikilométriques qu'ils forment présentent chacune leur propre déformation, les réflecteurs internes étant parallèles entre eux au sein des sous-unités Fb. Ces sous-unités se superposent les unes aux autres selon des contacts francs marqués par des discordances plus ou moins importantes (**Fig. III.19**). La géométrie interne des sous-unités et les relations géométriques entre unités impliquent une nature tectonique et non pas sédimentaire des contacts entre elles. Ainsi, nous interprétons les sous-unités comme des écailles de matériau plus ou moins lité et déformé, limitées entre elles par des contacts tectoniques permettant un empilement de ces écailles sur une épaisseur de ~2.5 km. Bien qu'on ne puisse carter la géométrie de détail des écailles en 3D en raison de la trop faible densité de lignes pénétrantes sur la marge, on peut voir ce type de structures et de contacts aussi bien sur les lignes parallèles (voir **Fig. I.58**) que perpendiculaires à la marge, avec cependant des contacts entre écailles globalement plus fortement pentés et des discordances plus importantes sur les profils perpendiculaires à la marge.

Il faut noter que lorsque la pente inférieure est caractérisée par des écailles réfléchives de type Fb, les réflecteurs sont systématiquement pentés vers le continent sous la partie supérieure de cette pente inférieure et presque systématiquement pentés vers le bassin sous la pente profonde (**Annexes 2.3, 2.5 et 2.8**).

Sous les écailles Fb-Fc, l'agencement des réflecteurs de l'unité Mio est très différent. Bien que la continuité et l'amplitude des réflecteurs soient faibles, on n'observe ici que rarement des plissements et discordances, mais plutôt de faibles pendages vers la marge ou vers le bassin (**Annexes 2.3 à 2.8**). La qualité des profils ne permet pas d'identifier plus précisément des failles et structures au sein de l'unité.

Le contact entre Fb-Fc et Mio incliné vers le bassin est ainsi associé à une discordance, mais aussi à un changement net dans la longueur d'onde et le style de déformation. Nous l'interprétons donc comme un décollement entre les unités Fb-Fc et Mio, au sein des unités sédimentaires des unités Pré-MSC du segment oriental de la marge.

••• Déformation post-Messinienne

Le long du segment oriental, l'unité Messinienne UU' observée sous la pente inférieure est découpée soit par des failles faiblement espacées (~1000 m) de rejet apparent normal faible (50-100 mstd, **Fig. III.19 et III.20**), soit par quelques failles de plus fort rejet (**Fig. III.17**).



Ces failles ne se prolongent en général pas directement dans l'unité PQ, mais les réflecteurs de PQ sont à cet endroit, extrêmement discontinus, et marqués par des cicatrices d'arrachement caractérisant une pente très instable, sur laquelle les sédiments ne se déposent pas durablement, contrairement à la pente supérieure douce (**Fig. III.17 et 20**). En aval de la pente, le palier ST bordé par l'escarpement A montre d'ailleurs une succession de dépôts gravitaires observés sur l'ensemble du Plio-Quaternaire (MTD sur **Fig. III.21**), en contrebas d'une cicatrice majeure inscrite dans la morphologie de la pente (Ci sur la **Fig. III.2**). La limite sud de cette cicatrice prolonge à l'est le sommet de la pente inférieure instable, selon une direction E-W.

Sous la pente supérieure, où l'unité PQ est plus épaisse et régulière, aucune déformation ne peut être mise en évidence, sauf à l'est du segment en association avec une déstabilisation du PQ, dans un secteur délimité au sud par la faille F (**Fig. III.2**). Cette faille décale le marqueur Messinien de 65 mstd (~65 m) avec un rejet apparent également normal, ainsi que tout le Plio-Quaternaire jusqu'au fond de la mer, lui-même décalé de ~25 m (**Fig. III.20b**). Immédiatement en amont de cette faille, la discordance intra-PQ suggère un épisode de soulèvement de la partie aval de la pente supérieure. Enfin, à la limite pente supérieure/pente inférieure, on observe en trois endroits un léger pli de la surface Messinienne et des sédiments Plio-Quaternaires sus-jacents (**Fig. III.18, 21 et 22**).

On note par ailleurs que le marqueur Messinien présente partout le long de ce segment une forme convexe sous la pente profonde (**Annexes 2.4 à 2.8**), cette géométrie étant particulièrement exacerbée sur les profils Spi18, Spi19 et Spi20 (**Annexes 2.4, 2.5 et 2.7**).

### 3.3.2. Segment occidental

#### a. Unités acoustiques, segment occidental

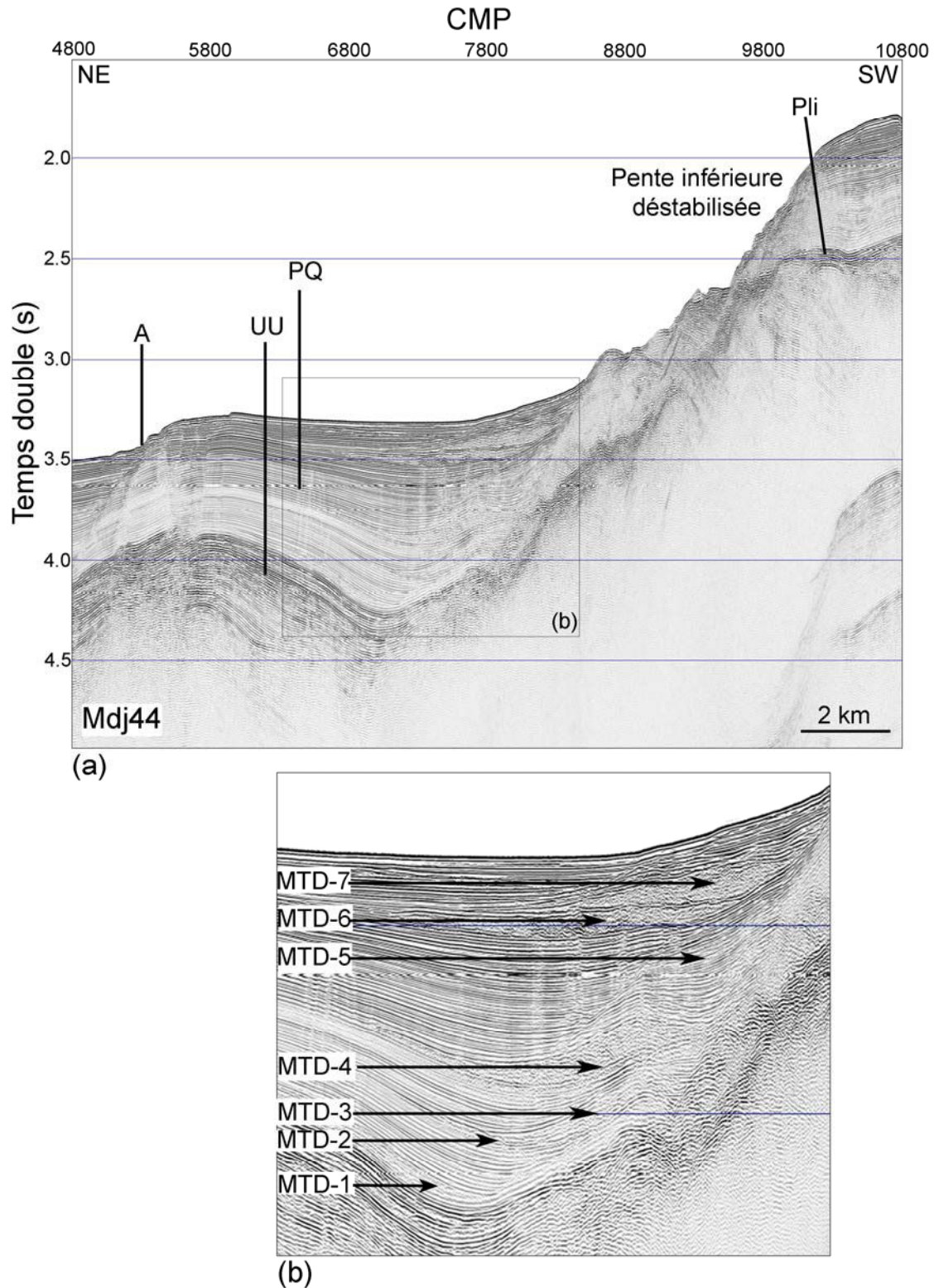
##### •• Unités Messiniennes et Post-Messiniennes

Le long de ce segment de marge, le marqueur Messinien est représenté par la MES et par l'unité UU' sous la pente inférieure (L1, L2 et L3, **Annexes 2.1 à 2.3**).

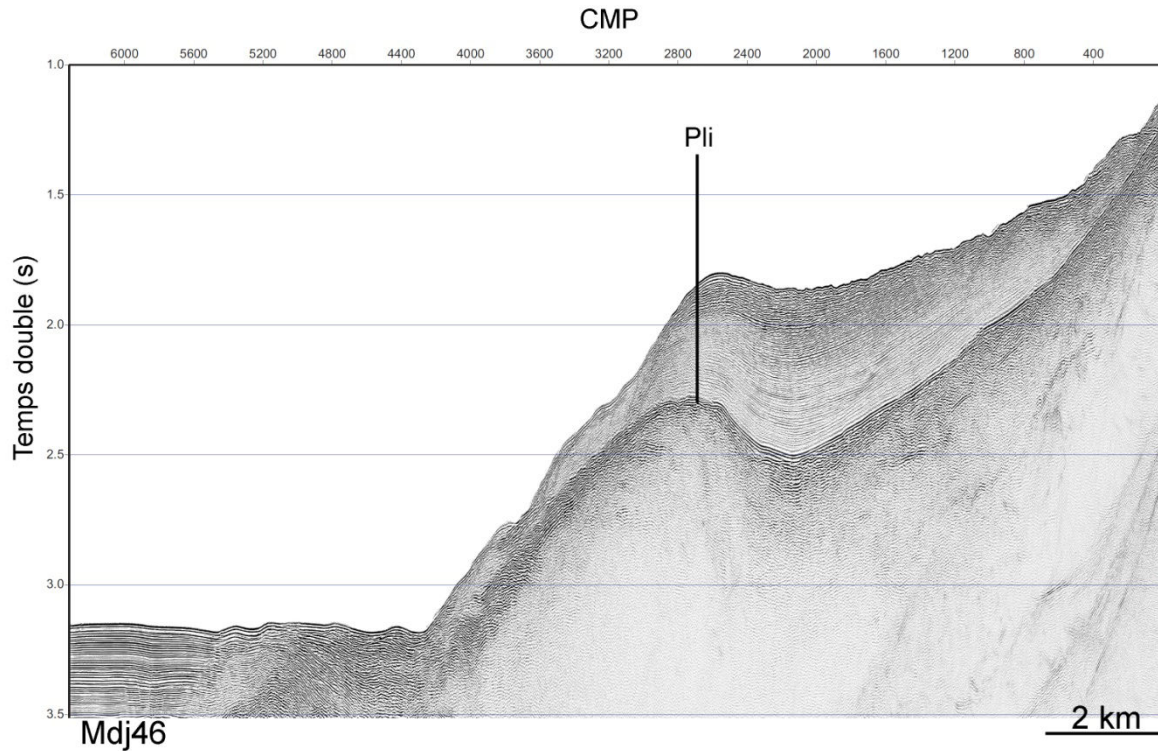
A l'ouest du dôme (DO), la surface Messinienne (MES) présente une morphologie régulière, sans incisions parallèles à la pente contrairement au segment oriental (**Fig. III.23a**). L'unité PQ présente des épaisseurs très variable à cause des incisions décrites dans la morphologie. Entre deux incisions, elle peut atteindre 0.8-1 std d'épaisseur. Entre le dôme (DO) et le segment oriental, la MES présente une incision peu profonde large de ~7 km (**Fig. III.23b**). Ici, l'unité PQ est très mince (0 à 0.5 std) variant en fonction des incisions Plio-quaternaire.



Enfin, au niveau du dôme (DO), la surface Messinienne est très irrégulière et l'épaisseur Plio-quaternaire est très faible ( $\leq 0.4$  std) (**Fig. III.23c**).



**Figure III.21.** (a) Extrait de profil haute-résolution MARADJA Mdj44 montrant le passage pente inférieure / bassin profond (positionnement, voir **Fig. III.2**) et (b) zoom montrant les glissements en masse (MTD) intercalés dans les dépôts PQ.

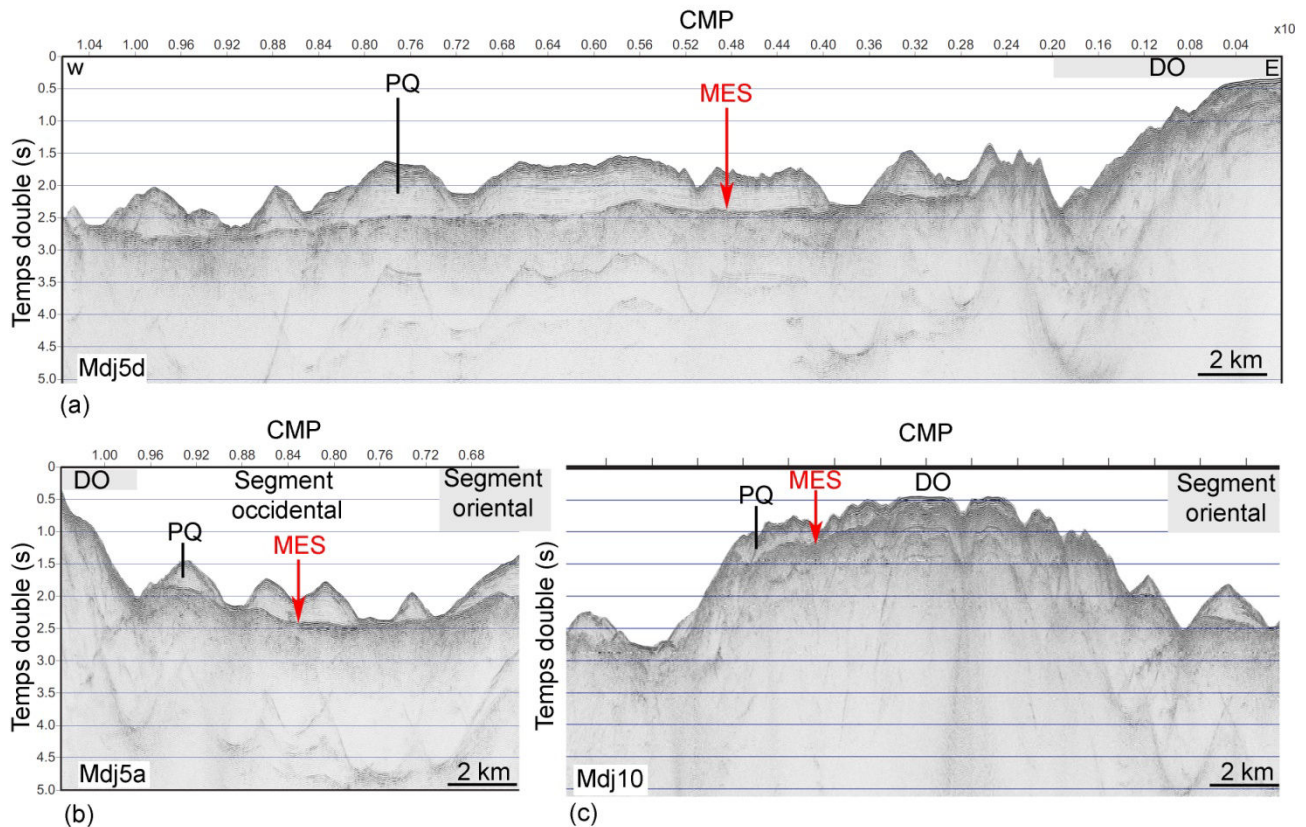


**Figure III.22.** Extrait de profil haute résolution MARADJA Mdj46 (positionnement, voir **Fig. III.2**) montrant la présence d'un pli impliquant la surface Messinienne et les sédiments PQ sus-jacents.

### •• Unité Pré-MSC :

Le long des lignes de sismique haute-résolution (MARADJA), on ne distingue aucun réflecteur sous la surface Messinienne, contrairement au segment oriental. Il est toutefois possible que la présence du multiple, de forte amplitude, masque les réflecteurs, si ceux-ci sont de faible amplitude.

Les lignes sismiques pénétrantes disponibles le long de ce segment de marge montrent quant à elles quelques réflecteurs sous le marqueur Messinien. Ils correspondent en général à des réflecteurs basse-fréquence et de relativement faible cohérence latérale. Sous la pente inférieure au niveau du dôme, ils sont par contre continus et de plus forte amplitude, avec un fort pendage vers le bassin (**Annexe 2.1**). L'épaisseur maximum de l'unité Pré-MSC est de l'ordre de 1.3 std (~2 km) sous ce segment de marge, ce qui est bien plus mince que sous le segment oriental (~5 km). Les épaisseurs les plus fortes sont observées sous la marge profonde et localement sous la plateforme, ainsi que sous la pente au voisinage du segment oriental, où l'unité Fc semble se prolonger (**Annexes 2.2 et 2.3**). Il faut toutefois noter que la base de l'unité n'est presque jamais visible et qu'elle correspond donc à une limite de pénétration.



**Figure III.23.** Extrait de profils haute résolution MARADJA : (a) Mdj5d, (b) Mdj5a et (c) Mdj10 (positionnement, voir Fig. III.2) montrant les unités acoustiques du segment occidental.

Le long des lignes sismiques traversant le dôme arrondi (DO), le toit de l'unité Pré-MSC forme un relief de ~10 km de largeur. Les unités Messinienne et post-Messinienne se biseautent sur les flancs de ce relief (Fig. III.23) alors que les réflecteurs des unités Pré-MSC sont fortement inclinés vers le bassin sous le flanc nord du relief (Fig. III.13a).

### b. Déformation, segment occidental

#### •• *Déformation pré-Messinienne*

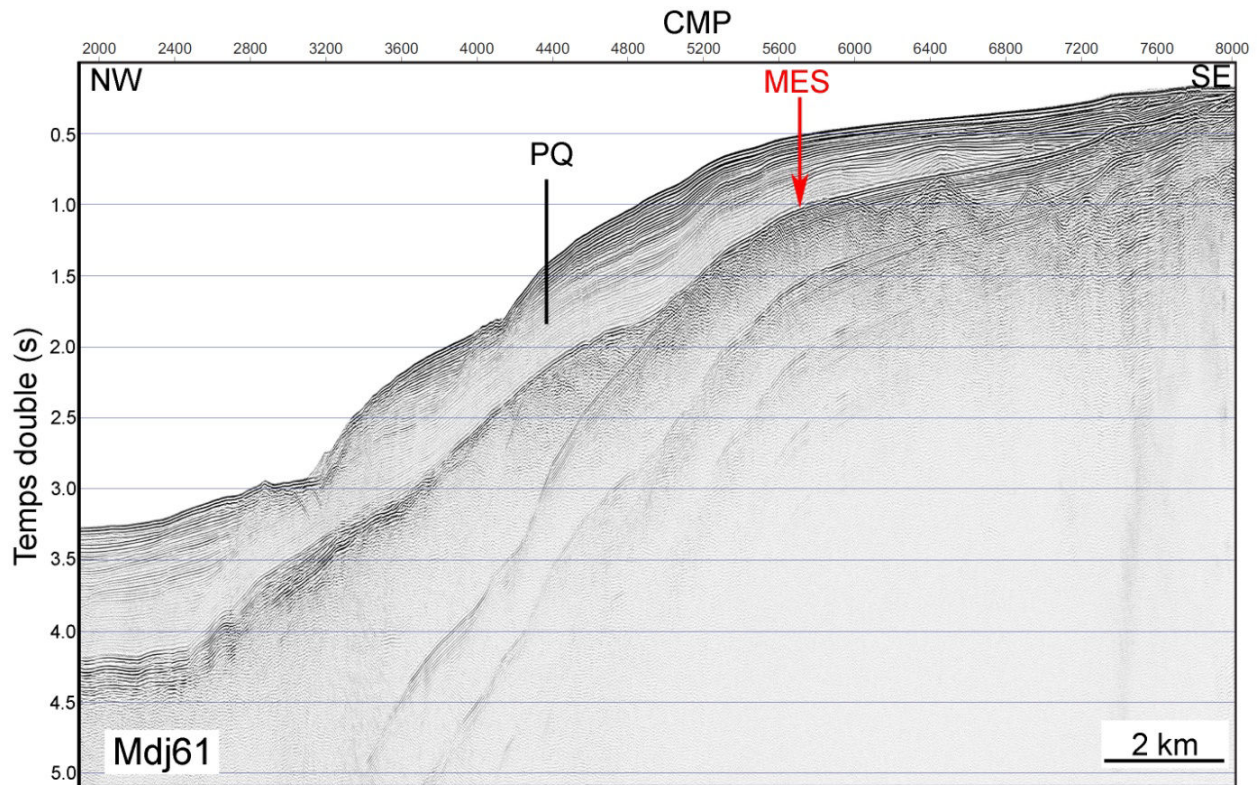
Dans l'ensemble de ce segment de marge, en raison de la faible pénétration sous la surface Messinienne MES, il est impossible de caractériser la déformation de l'unité Pré-MSC. Deux exceptions toutefois : Sous la plateforme on observe localement une unité litée plissée (L1, Annexe 2.1). Par ailleurs en pied de pente, au large du dôme (DO), les réflecteurs sont particulièrement redressés, avec une pente de l'ordre de 25° (Fig. III.13a).

#### •• *Déformation post-Messinienne*

Sous le segment occidental, nous disposons de même de peu de données pour contraindre la déformation post-Messinienne, notamment au niveau du dôme (DO) de morphologie

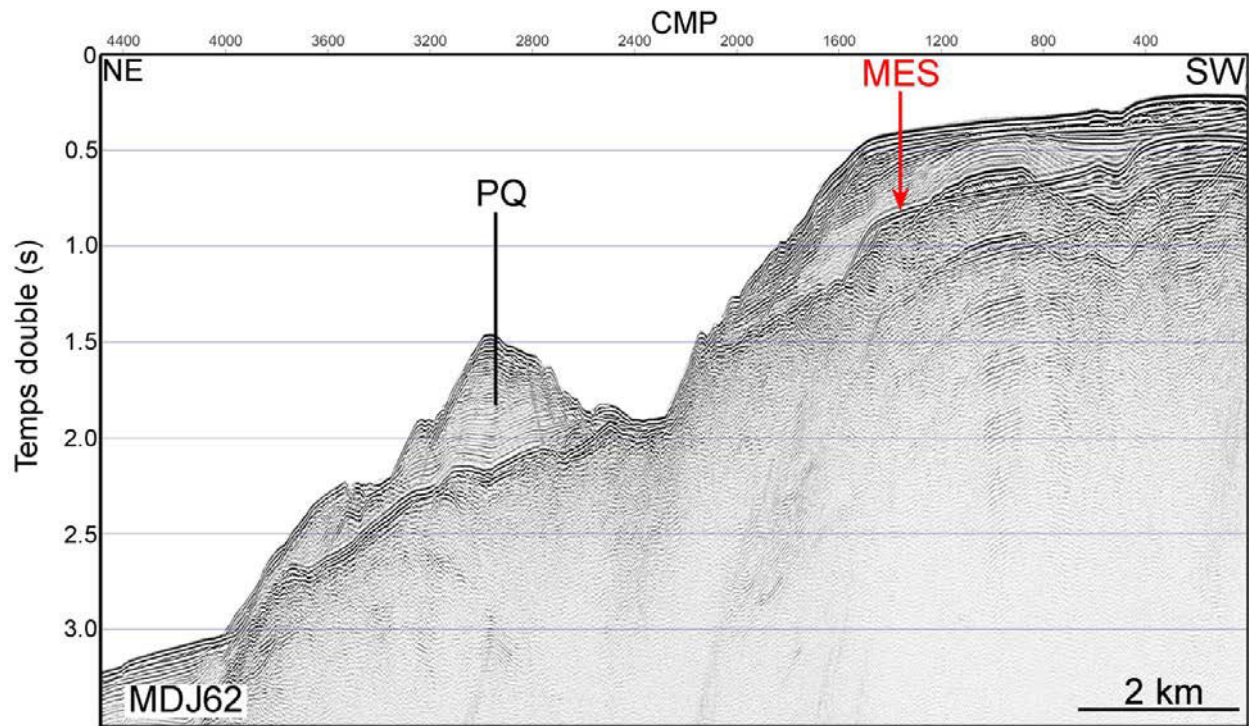


Messinienne irrégulière aux dépôts PQ quasiment absents (**Fig. III.23c**). Les rares profils disponibles montrent des images contrastées : le long du profil MDJ61 (**Fig. III.24**), on observe un marqueur Messinien faiblement incliné, de profil linéaire à convexe, surmontés de dépôts PQ réguliers sur 0.8-0.9 std parallèles au fond de la mer, sans perturbation. Au contraire sur le profil voisin MDJ62 (**Fig. III.25**), on observe un profil légèrement convexe du marqueur Messinien, avec une série PQ plus mince et plus déstabilisée.



**Figure III.24.** Extrait de profils haute résolution MARADJA Mdj61 (positionnement, voir **Fig. III.2**).





**Figure III.25.** Extrait de profils haute-résolution MARADJA Mdj62 (positionnement, voir **Fig. III.2**).

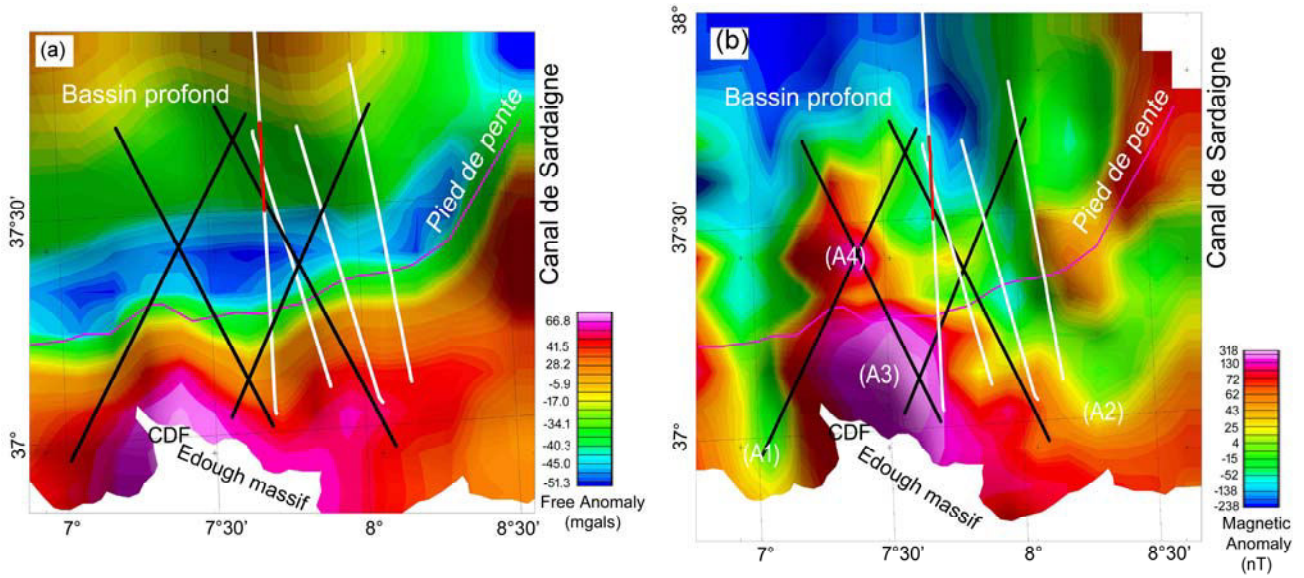
#### 4- Présentation des cartes gravimétrique et magnétique

---

Les 4 profils gravimétriques et magnétiques collectés durant la campagne SPIRAL (lignes blanches, **Fig. III.26**) présentent une distance inter-profil de ~12 km pour une fréquence d'enregistrement de 25 m pour les données gravimétriques et 150 m pour les données magnétiques. L'intégration de données pétrolières fournies par la SONATRACH (ligne noires, **Fig. III.26**) permet de représenter ces données sous forme de cartes (**Fig. II.26**).

La carte gravimétrique de l'anomalie à l'air libre présente des valeurs allant de -57 mgals à +87 mgals (**Fig. III.26a**). Cette carte montre deux anomalies positives d'orientation E-W : la première délimite la plate-forme et la pente continentale, montrant des valeurs supérieures à +80 mgals au large du massif de l'Edough et la deuxième est localisée dans le bassin profond au nord de latitude 37°36'N (**Fig. III.26a**). Ces deux anomalies positives sont séparées par un ensemble d'anomalies négatives présentant des valeurs inférieures à -50 mgals. Cet ensemble d'anomalies négatives délimite la bordure du bassin au nord du pied de pente, il est constitué de trois anomalies d'orientation E-W à NE-SW et semblerait continuer vers le NE.

La carte d'anomalie magnétique présente des valeurs comprises entre -238 nT et +318 nT (**Fig. III.26b**). Cette carte montre deux anomalies négatives A1 et A2, présentant des valeurs allant respectivement de -52 nT à +13 nT et de -52 nT à +54 nT, qui correspondent aux baies de Skikda (A1) et d'Annaba (A2). Ces deux anomalies négatives sont séparées par un axe constitué de deux anomalies positives (A3) et (A4), présentant des valeurs comprises entre +95 nT et +318 nT. L'anomalie (A3) correspond au dôme arrondi (DO), observé au large du Cap de Fer (**Fig. III.26b**). Dans le nord de la zone d'étude, le bassin profond est caractérisé par une grande anomalie négative, présentant des valeurs allant de -100 nT à -238 nT. Les valeurs de cette anomalie augmentent nettement à l'est de la zone d'étude pour devenir positive le long d'un axe NS situé au niveau de la longitude 8°E, à l'ouest du canal de Sardaigne.



**Figure III.26.** Carte de l'anomalie : (a) à l'air libre et (b) magnétique réduite aux pôles. Les lignes blanches représentent les données gravimétriques et magnétiques enregistrées durant la campagne SPIRAL ; les lignes noires représentent les données gravimétriques et magnétiques complémentaires SONATRACH ; la ligne violette montre le pied de pente et le trait rouge marque la localisation de l'épaississement crustal observé sur la modélisation des ondes P des données sismique grande angle. CDF : Cap de Fer. La ligne blanche discontinue montre la zone du passage du domaine continental vers le domaine océanique d'après cette étude.

## ***Chapitre IV :***

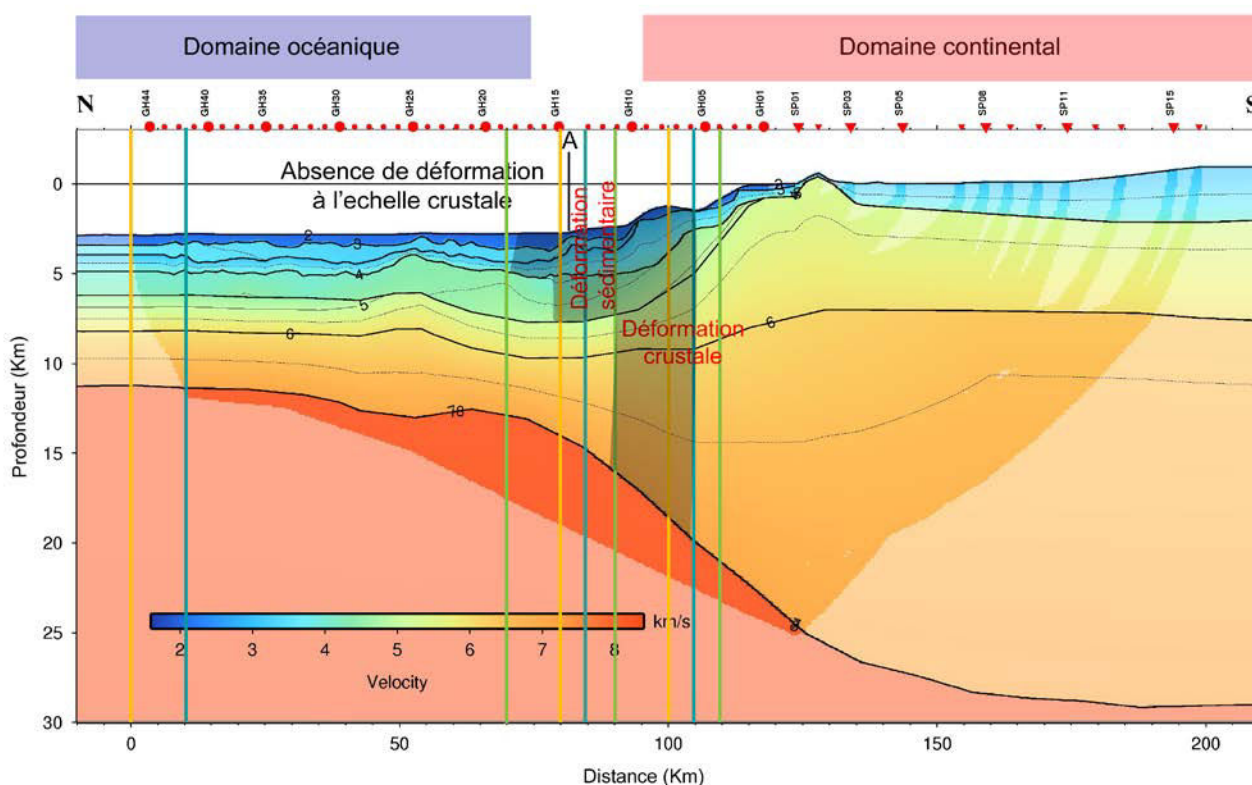
*Structure crustale et implications*



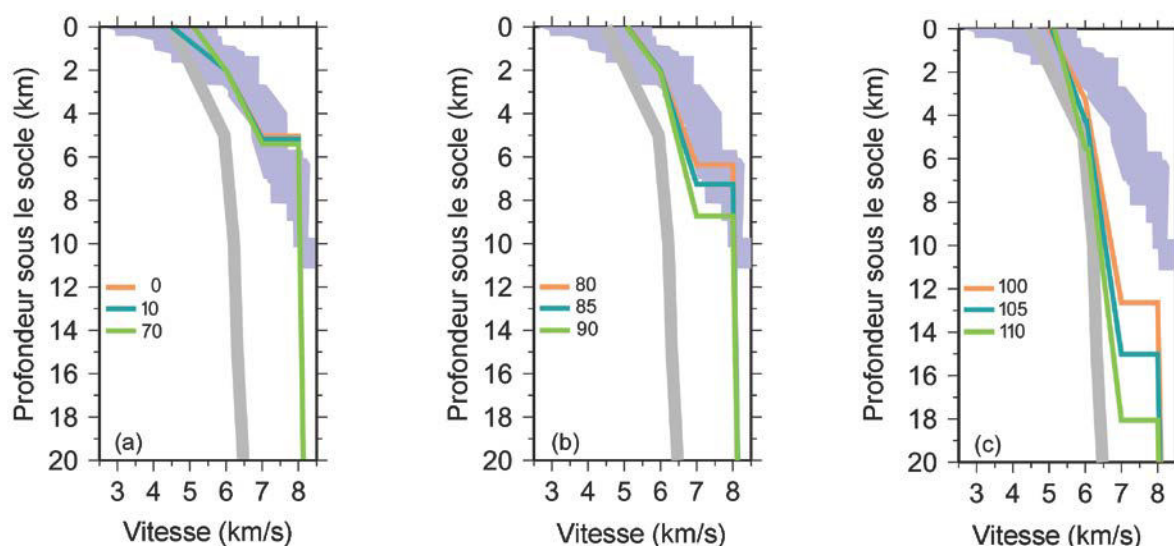


## 1- Structure crustale de la marge et du bassin est-algériens

La comparaison de profils 1D (Vitesse Vp/Profondeur) extraits le long du modèle de vitesse issu de la modélisation forward (lignes en couleurs **Fig.IV.1**) avec des profils 1D provenant de compilations données pour différentes natures de croûte (**White et al., 1992 ; Christensen et Mooney, 1995**) (**Fig. IV.2**) montre que les vitesses modélisées caractérisent trois domaines distincts le long du profil : Entre 0 et le KM-75, les lois de vitesse caractérisent une croûte de nature océanique (**Fig. IV.2a**), et sous la marge entre le KM-95 et la fin du profil, une croûte continentale amincie (**Fig. IV.2c**). A la limite entre ces deux domaines, entre le KM-75 et le KM-95, une zone de transition montre des vitesses intermédiaires (**Fig. IV.2b**), qui ne sont typiques ni d'une croûte continentale, ni d'une croûte océanique. Les spécificités de chacun de ces trois domaines sont discutées ci-dessous.



**Figure IV.1.** Modèle de vitesse issu de la modélisation de type « forward », sur lequel a été reportée la position des lois de vitesse 1D discutées dans ce chapitre (lignes en couleurs, bleus, oranges et vertes) (voir **CH-IV.1**). La zone ombrée indique le secteur du profil le long duquel la déformation récente et/ou active est observée sur les données de sismique réflexion (voir **CH-IV.3**) : la réactivation affecterait ici surtout la zone de striction de la marge, localisée sous la pente profonde, alors que dans le bassin, seuls les sédiments seraient déformés.



**Figure IV.2.** Profil de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) dans la croûte et le manteau supérieure extraits le long du modèle de vitesse « forward » (lignes en couleurs, bleus, oranges et vertes, **Fig. IV-1**). Les chiffres dans chaque cadre indiquent la position du profil le long du modèle de vitesse (exemple : dans (a) la ligne orange représente le profil vitesse/profondeur situé à la distance 100 km, la ligne bleue montre celui situé à 105 km et la ligne verte est située à 110 km). Ces modèles de vitesse 1D sont comparés aux modèles issus de la bibliographie. (a-c) la zone grise représente la compilation des vitesses et épaisseurs crustales pour une croûte continentale étirée (**Christensen et Mooney, 1995**) et la surface bleue montre ceux d'une croûte océanique (**White et al., 1992**). Les lois de vitesse 1D situées aux KM-0, -10 et -70 caractérisent une croûte de nature océanique (a), celles situées aux KM-100, -105 et -110 une croûte de nature continentale (c), et celles situées aux KM-80, -85 et -90 sont intermédiaires.

## 1.1. Nature de la croûte du bassin est-algérien

### 1.1.1. Épaississement de la série sédimentaire vers la marge

Dans la partie nord du modèle de vitesse, la série sédimentaire présente une épaisseur de ~3 km, qui augmente en direction de la marge pour atteindre ~5 km (**Fig. III.6**), en adéquation avec les profils de sismique réflexion (**Annexes 2 et 3**). Cet épaississement concerne les unités Plio-Quaternaire (PQ) et Pré-Messinienne (Pré-MS), le Messinien des unités UU-MU conservant une épaisseur relativement constante.

D'une part on observe un épaississement régulier du Plio-Quaternaire le long du profil grand-angle. Déjà été décrit le long de la partie centrale de la marge Algérienne dans les années 70, il avait été interprété comme un résultats de la flexion lithosphérique liée à la réactivation en compression de cette marge (**Auzende et al., 1972 ; Auzende et al., 1975**). Il est possible que l'épaississement observé au large d'Annaba soit de même nature, mais il faut noter qu'il est ici plus modeste que celui observé dans la partie centrale de la marge, l'épaississement moyen sur les 50 km longeant la marge étant de ~0.4 km (**Annexes 2 et 3**) contre ~0.8-0.9 km plus à l'ouest, Il est donc possible qu'ici, on enregistre surtout l'effet de l'éloignement progressif de la source des sédiments détritiques lorsqu'on s'éloigne de la marge, même si un léger effet de flexure n'est pas à exclure.

D'autre part, on observe un épaississement rapide de l'unité Pré-MSC dans les ~20 km longeant le pied de marge (**Annexe 2**). Cet épaississement est d'ailleurs souligné par une forte anomalie gravimétrique négative présentant localement des valeurs de l'ordre de -50 mgals (**Fig. III.25**). Proche de la marge, l'épaississement peut en partie être expliqué par les structures liées à la réactivation récente de la marge, qui dupliquent localement les séries sédimentaires (**Annexe 2**). Toutefois, il se prolonge à quelques kilomètres au nord de la zone réactivée, là où l'unité Pré-MSC n'est pas déformée. Il pourrait ici plus probablement être expliqué avec la présence de sédiments Oligocène ou Aquitanien qui n'existent pas à la base des sédiments Miocènes du reste du bassin profond (**Arab et al., 2014 ; Medaouri, 2014**), ainsi qu'à un taux de subsidence Miocène élevé le long du pied de marge (**Arab et al., 2014**). L'extrême est de la zone d'étude fait exception, avec une unité Pré-MSC mince surmontant un socle peu profond (**Annexe 2.8**). Ici, les valeurs de l'anomalie à l'air libre sont d'ailleurs plus élevées (**Fig. III.25**). Ceci suggère un comportement différent de la lithosphère en bordure de bassin à cet endroit, qui serait moins subsidente au cours du Miocène.

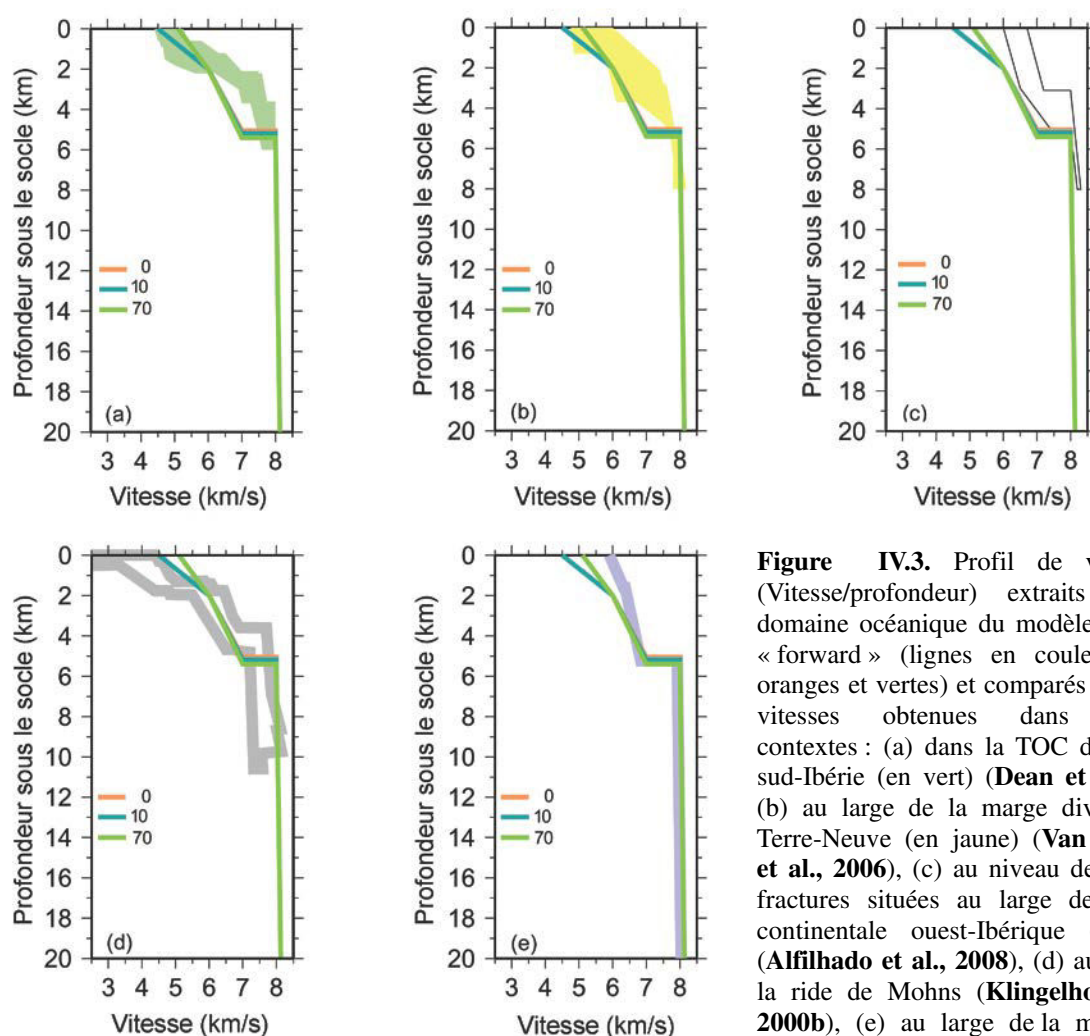
#### 1.1.2. Une croûte océanique mince

De l'extrémité nord au KM-75 km du modèle de vitesse (**Fig. IV.1**), la croûte est modélisée par deux couches. La couche superficielle (UC), présente une épaisseur de 2.2 km, et des vitesses comprises entre 4.8 et 6.0 km/s, alors que la couche profonde (LC), présente des vitesses allant de 6.0 à 7.1 km/s pour une épaisseur de 3.3 km. Ces valeurs de vitesses correspondent aux valeurs données pour une croûte océanique, bien que se situant dans des gammes de vitesses plutôt faibles de ces vitesses (**Fig. IV.2a**). Elles présentent le même ordre de grandeur que celles trouvées dans les bassins arrière-arc (bassin Tyrrhénien, **Prada et al., 2013**). Néanmoins, l'épaisseur crustale totale de 5.5 km est ici faible, les croûtes océaniques typiques présentant en général une épaisseur voisine de 7 km (**White et al., 1992**). Elle est cependant cohérente avec les épaisseurs crustales rencontrées en d'autres secteurs de la Méditerranée occidentale (**Hinz, 1973 ; Vidal et al., 1998 ; Grevemeyer et al., 2011 ; Gailler et al., 2009 ; Leprêtre et al., 2013 ; Mihoubi et al., 2014 ; Moulin et al., 2014**).

Les croûtes océaniques anormalement minces sont en général reconnues pour être générées par des processus d'accrétion à faible magmatisme pour lesquels l'extension lithosphérique joue un rôle prépondérant, soit à cause d'un taux d'accrétion très lent (**Jackson et al., 1982 ; Minshull et White, 1996 ; Grevemeyer et al., 1997 ; Jokat et al., 2007**), soit en contexte d'accrétion anormalement froid, comme le long des zones de fractures intra-océaniques où les marges transformantes (**Fox et Gallo, 1984 ; White et al., 1984 ; Sage et al., 1997**), où soit le



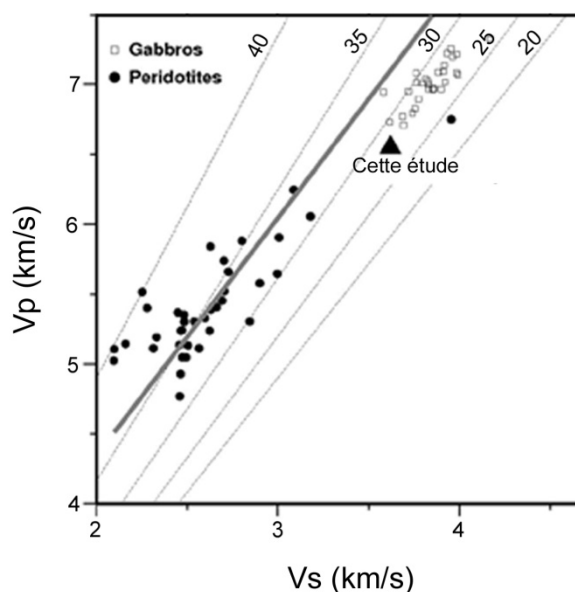
long des zones de transition océan-continent durant les premières phases de l'accrétion océanique (Whitmarsh et al., 1996 ; Nicholls et al., 1981). Dans ces cas, la croûte sismique, partiellement formée de péridotites plus ou moins altérées, est caractérisée par des vitesses allant de 5.0-5.5 km/s à 7.8-8 km/s, avec un fort gradient observé sur 4 à 5 km d'épaisseur (Fig. IV.3a, b et c) (Sage et al., 1997 ; Dean et al., 2000 ; Van Avendonk et al., 2006 ; Alfilhado et al., 2008). C'est le type de croûte mis en évidence dans d'autres secteurs de la Méditerranée occidentale tel que le domaine Ligure (Rollet et al., 2002 ; Dessa et al., 2011). Dans la région d'Annaba par contre, les vitesses crustales sont en général plus faibles et avec un gradient plus faible que ceux donnés pour les croûtes à fort taux de péridotites (Fig. IV.3a, b et c) mais surtout, nous n'observons pas de forte vitesse > 7.1 km/s à la base de la croûte, suggérant que nous ne sommes pas ici en présence d'un type de croûte riche en péridotites.



**Figure IV.3.** Profil de vitesse 1D (Vitesse/profondeur) extraits dans le domaine océanique du modèle de vitesse « forward » (lignes en couleurs, bleus, oranges et vertes) et comparés aux lois de vitesses obtenues dans différents contextes : (a) dans la TOC de la marge sud-Ibérie (en vert) (Dean et al., 2000), (b) au large de la marge divergente de Terre-Neuve (en jaune) (Van Avendonk et al., 2006), (c) au niveau des zones de fractures situées au large de la marge continentale ouest-Ibérique (en blanc) (Alfilhado et al., 2008), (d) au niveau de la ride de Mohs (Klingelhofer et al., 2000b), (e) au large de la marge ouest Sarde (Gailler et al., 2009).

Le coefficient de Poisson modélisé pour la croûte inférieure apporte un argument supplémentaire en faveur d'une croûte à faible teneur en péridotites. En effet, la valeur du

coefficient de Poisson de  $\sim 0.28$  calculée le long de notre profil est typique de roches gabbroïques (**Fig. IV.4, Carlson et Miller, 1997**), mais se situe en dehors des valeurs données pour des péridotites plus ou moins altérées (**Fig. IV.4, Miller et Christensen, 1997**). Ces résultats suggèrent fortement que la nature de la croûte océanique dans le bassin d'Annaba est à dominante magmatique et composée de gabbros plutôt que de péridotites, même si des petites quantités de roches mantéliques plus ou moins altérées ne peuvent pas être exclues.

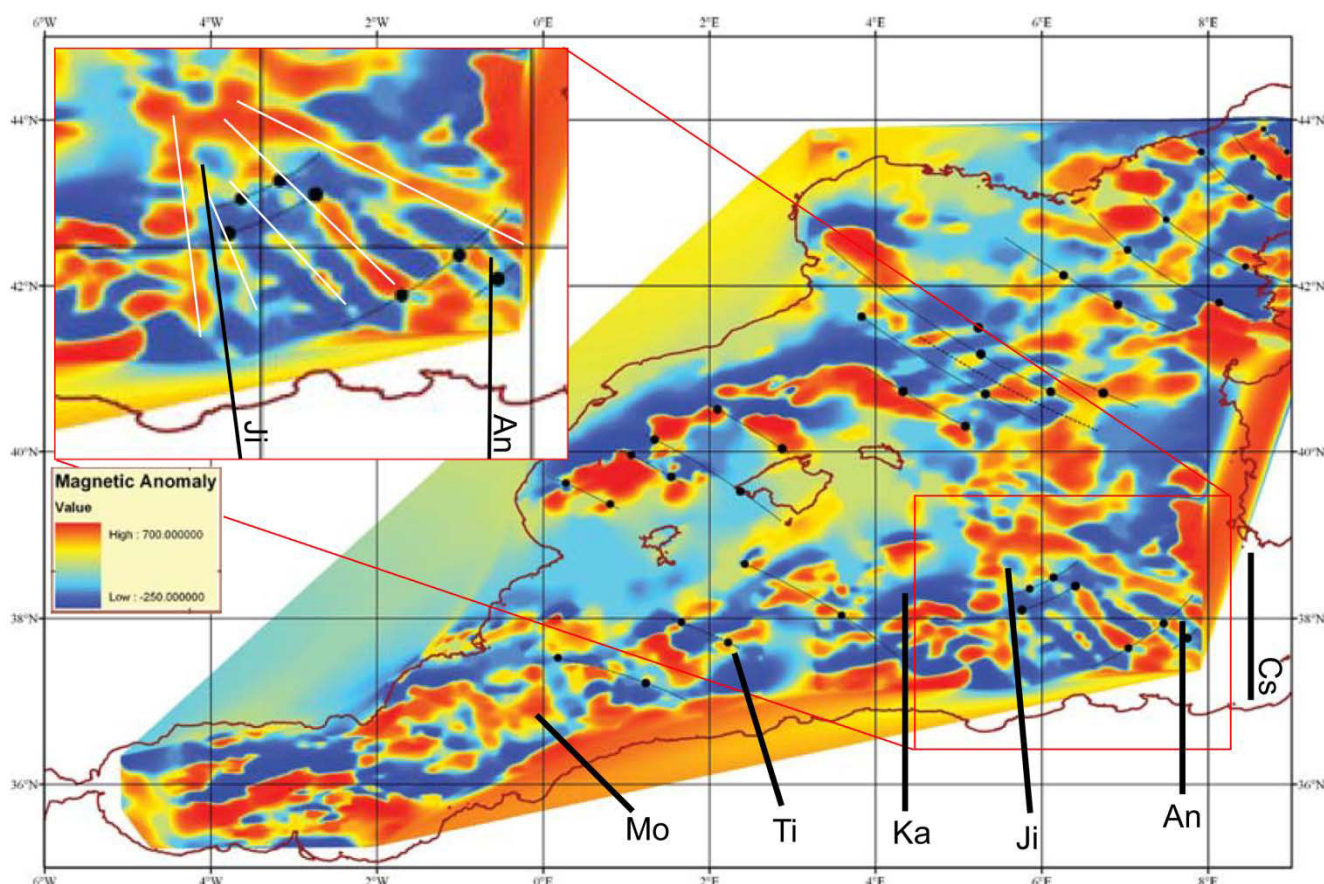


**Figure IV.4.** Coefficient de Poisson calculé pour les roches gabbroïques (carrés blancs) et des péridotites (cercles noirs) (**Carlson et Miller, 1997**). Les lignes pointillées montrent les différentes valeurs données dans la littérature pour le coefficient de Poisson, la ligne noire en gras représente les domaines constitués de roches à dominante péridotitique. Le triangle noir représente la valeur du coefficient du Poisson calculée dans la région d'Annaba. Ici, elle est estimée à  $\sim 0.28$ , dans la zone des gabbros.

Le modèle 1D vitesse/profondeur dans la région d'Annaba est par contre très similaire à celui modélisé pour la ride océanique de Mohs, située entre Norvège et Groenland (**Fig. IV.3d**). Ici, des données géochimiques combinées à des modélisations grand-angle ont mis en évidence une croûte océanique anormalement mince bien que de nature magmatique et constituée de gabbros et de basaltes (**Klingelhofer et al., 2000a**). La faible épaisseur crustale est expliquée ici par une accréation lente et chaude qui a permis une production magmatique faible mais régulière et continue.

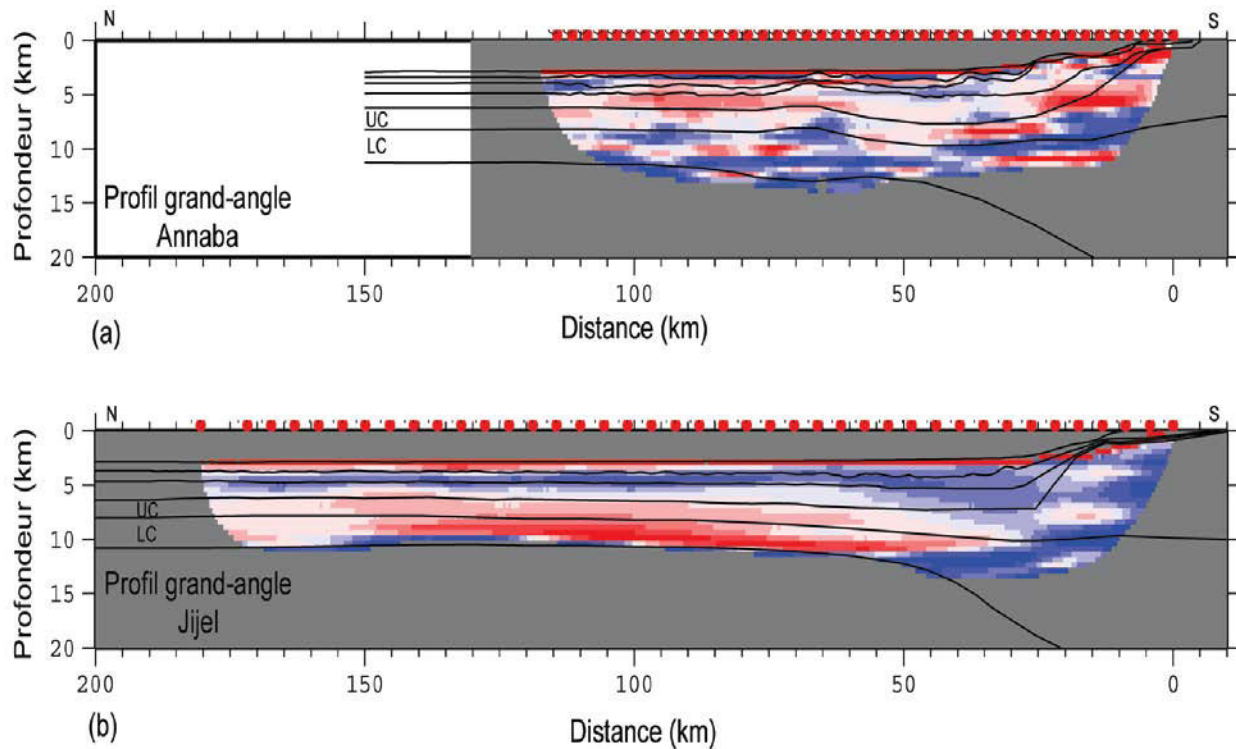
Nous avons vu que le bassin est-algérien est caractérisé par des anomalies magnétiques régulières qui occupent tout le centre du bassin (**Fig. I.26**). Alors que notre zone d'étude est localisée en bordure sud de ces anomalies, le profil SPIRAL Jijel situé 170 km plus à l'ouest les traverse plus franchement, dans un secteur où elles s'étendent vers le sud presque jusqu'au pied de la marge algérienne (**Fig. IV.5**). La comparaison des modèles de vitesse Annaba/Jijel

montre que dans le bassin profond, le modèle d'Annaba est très similaire à celui de Jijel (Mihoubi et al., 2014), avec des vitesses et épaisseurs du modèle « forward » identiques pour les deux couches de la croûte océanique. Ceci indique qu'au premier ordre, les deux modèles sont compatibles avec une croûte de type « Mohns », caractérisée par une accréction magmatique faible mais continue et régulière, contrairement à d'autres endroits de la Méditerranée caractérisés par des anomalies magnétiques très irrégulières (Fig. IV.5) et une croûte probablement partiellement péridotitique (Rollet et al., 2002).



**Figure IV.5.** Positionnement des profils sismique SPIRAL sur la carte d'anomalie magnétique de la Méditerranée occidentale. An, Annaba, Ji, Jijel ; Ka, Kabylie ; Ti, Tipaza ; Mo, Mostaganem et Cs, profil sismique disponible dans le canal de Sardaigne (Pierce et Barton, 1992). Le bassin est-algérien est caractérisé par des anomalies magnétiques régulières (cadre rouge), le profil de Jijel traverse le domaine de ces anomalies, alors que le profil d'Annaba les borde au sud.

Dans le détail cependant, les gradients de vitesse imagés par la modélisation tomographique dans la région d'Annaba montrent une légère variabilité latérale des vitesses de la croûte (Fig. IV.6a) alors que les vitesses sont latéralement très homogènes au large de Jijel (Fig. IV.6b). La croûte au large d'Annaba serait donc très légèrement plus hétérogène que celle de Jijel (représentant la zone des anomalies magnétiques régulières), en accord avec la plus grande irrégularité des anomalies magnétiques observée à cet endroit.



**Figure IV.6.** Gradients de vitesse imagés par la modélisation tomographique dans la région d'Annaba en (a) et dans la région de Jijel (**Klingelhofer, com. pers.**) en (b). Les cercles rouges représentent les OBS et les lignes noires montrent les limites de couches issues de la modélisation « forward ». UC : croûte supérieure et LC : croûte inférieure. Le modèle en gradient de vitesse de Jijel est très homogène latéralement dans la croûte, là où le profil traverse le domaine des anomalies magnétiques régulières (voir localisation sur **Fig. IV.4**). Le modèle de gradients d'Annaba montre une plus grande hétérogénéité latérale dans la croûte, le profil étant au sud des anomalies magnétiques régulières (voir localisation sur **Fig. IV.5**).

Dans le contexte régional, l'épaississement crustal de 2 km observé dans le bassin profond entre 40 et 60 km de distance le long du modèle de vitesses (**Fig. IV.1**) pourrait s'expliquer par un épaississement tectonique le long d'une structure inverse ou par un épaississement magmatique. Les profils SMT recoupant cette structure (**Annexes 2.4 et 2.5**) montrent que les réflecteurs Pré-MSC associés à cet épaississement sont inclinés vers l'extérieur de la structure, quelle que soit l'orientation du profil, favorisant l'hypothèse d'une origine magmatique, avec un âge de mise en place Miocène pré-Messinien. Cette interprétation est également soutenue par les données magnétiques. Le profil magnétique montre une anomalie à l'aplomb de la structure sur les profils 2D (**Fig. III.6**), sans toutefois correspondre à une quelconque anomalie en carte (**Fig. III.25**). Ces observations suggèrent qu'il s'agit d'une structure locale sans extension latérale, ce qui est difficilement compatible avec l'interprétation tectonique impliquant un allongement de l'anomalie dans le sens de la structure. L'épaississement magmatique crustal pourrait être expliqué par du volcanisme arrière-arc, comme cela a pu être décrit en Mer Ligure, où des volcans d'extension similaire ont été décrits (**Rollet et al., 2002**). Il peut être alternativement expliqué par l'épisode



magmatisme post-collision décrit vers 15 Ma à terre dans l'est algérien (**Maury et al., 2000 ; Caby et al., 2001 ; Laouar et al., 2005 ; Abbassene et al., 2014**).

## **1.2. Nature et structure de la marge**

### **1.2.1. Une marge continentale étirée**

Dans la partie sud du modèle, à partir du KM-95 (**Fig. IV.1**), les vitesses sismiques modélisées pour la croûte peuvent être corrélées avec celles compilées pour une croûte continentale amincie par **Christensen et Mooney (1995)** (**Fig. IV.2c**). Sous la marge, le socle continental s'élève progressivement pour affleurer près de la côte (**Fig. IV.1**), en adéquation avec l'affleurement du socle cristallin du massif de l'Edough immédiatement au sud du rivage (**Fig. III.1**). La localisation et la géométrie de la zone de suture entre zone interne et zone externe ne peuvent être précisées à partir de notre modèle de vitesse bien que le profil grand-angle la traverse. Ceci s'explique en partie par la faible résolution du modèle de vitesse dans la partie continentale, mais aussi par le fait que la zone de suture met en contact deux socles cristallins et présente donc sans doute avec un faible contraste de vitesse.

Entre le massif de l'Edough à terre et le pied de pente, le modèle de vitesse montre un amincissement crustal de ~15 km sur une distance de 35 km (**Fig. IV.1**). Cet amincissement se fait de manière progressive et se distribue sur les parties supérieures et inférieures de la croûte. Cette géométrie régulière suggère qu'il s'agit d'un segment de marge divergente et non d'un segment transformant. Cette marge, bien qu'étroite comparée aux marges continentales riftées (**Dean et al., 2000 ; Crosby et al., 2011 ; Mohn et al., 2012**) est similaire à d'autres marges Méditerranéennes riftées telles que la marge nord-Ligure (**Rollet et al., 2002 ; Dessa et al., 2011**), ou la marge ouest Sarde (**Gailler et al., 2009**).

Nous pouvons comparer la marge d'Annaba avec les autres secteurs de la marge Algérienne. Dans la région de Jijel (localisation sur **Fig. IV.5**), l'amincissement crustal est progressif dans la croûte inférieure sur ~40 km, alors qu'il est net dans la croûte supérieure, montrant un amincissement de ~7 km sur une distance de l'ordre de 4 km (**Mihoubi et al., 2014**). Cette géométrie est expliquée par les auteurs comme résultant d'un rifting oblique associé à un amincissement hétérogène des différents niveaux crustaux (**Mihoubi et al., 2014**). Dans la région de Tipaza, situé ~450 km plus à l'ouest (localisation sur **Fig. IV.5**), l'étroite zone d'amincissement crustal observée (~17 km) résulterait d'un épisode transformant tardif en lien avec la migration vers l'ouest du domaine Alboran et la formation du bassin ouest-algérien, recoupant durant son passage la partie distale de la marge riftée (**Leprêtre et al.,**

**2013 ; Medaouri et al., 2014**). Dans le secteur de Grande-Kabylie, l'amincissement est également irrégulier entre croûte supérieure et inférieure, et on observe une croûte continentale hyper-étirée jusqu'à 50 km vers le centre du bassin profond (**Aïdi et al., 2014**). Finalement, la région de Mostaganem (localisation sur **Fig. IV.5**) montre un net amincissement dans la croûte continentale de l'ordre de 10 km en 10 km de distance, interprété comme un indice de STEP-fault formée le long de la partie occidentale du bassin Algérien par retrait du slab sous le domaine d'Alboran (**Badji et al., 2015**). Ainsi, la structure de la marge nord Algérienne, très variable d'un secteur à l'autre de la marge, montre une nette segmentation liée à une évolution géodynamique polyphasée complexe. Parmi les études réalisées le long de la marge sud du bassin arrière-arc algérien, le segment d'Annaba semblerait être le seul à montrer un segment divergent de structure simple.

Nos résultats n'apportent par contre pas de contrainte sur les mécanismes d'amincissement ayant conduit à la formation de la marge divergente. D'une part nous avons vu que dans le détail, les vitesses des deux couches de la croûte sont relativement peu contraintes sous la marge. Par ailleurs, les structures extensives de la marge ne sont pas imagées sous les profils. Enfin, il faut garder en tête que l'on observe actuellement le résultat de l'accrétion de la marge sud-Européenne à la marge Africaine, durant laquelle la marge a dû être déformée, et que nous n'avons de plus pas d'indication sur la géométrie de la zone de suture. L'ensemble est par ailleurs récemment remobilisé dans la tectonique compressive actuelle.

### **1.2.2. Epaisseur crustale variable le long de la marge est-algérienne**

Les zones internes affleurent dans le massif de l'Edough, où il atteint ~1000 m d'altitude au nord de la zone de suture (localisation sur **Fig. III.1**), puis disparaissent vers l'est sous les flysch pour affleurer ensuite sur l'île de la Galite, au large de la Tunisie (**Tricart et al., 1994 ; Bouillin et al., 1998 ; Mascle et al., 2004 ; Belayouni et al., 2010**). Entre ces affleurements, le toit du socle sous la pente supérieure se situe à ~5.5 km de profondeur au large de la baie d'Annaba, enfoui sous l'unité récente PQ et les unités pré-Messiniennes Fb, Fc et Mio. Si on considère que globalement, la profondeur du Moho compense isostatiquement la surface topographique comme cela est suggéré par le modèle de vitesse traversant le massif de l'Edough, l'approfondissement du toit du socle à l'est du profil grand-angle indique que le socle AlKaPeCA y est probablement nettement plus mince qu'au large de l'Edough ou du canal de Sardaigne, où l'épaisseur crustale est de l'ordre de ~20 km sous l'île de la Galite (**Pierce et Barton, 1992**).

Le long du segment occidental par contre, le socle affleure à une profondeur anormalement faible puisqu'ici le dôme forme un relief de socle dépourvu de sédiments ou presque. Suivant les travaux de **Domzig (2006)**, nous interprétons ce dôme comme un édifice magmatique prolongeant en mer le Cap-de-Fer, en accord avec les anomalies gravimétriques et magnétiques de la zone (**Fig. III.25**). Vu ses dimensions importantes, cet édifice a probablement épaissi la croûte à cet endroit de la marge. Son extension latérale plurikilométrique, la géométrie redressée des réflecteurs Pré-MSC sur son flanc nord suggèrent une mise en place Miocène pré-Messinienne. Il pourrait avoir été mis en place durant l'épisode de magmatisme Miocène décrit à terre, comme les massifs Cap de Fer, l'Edough et El Aouana (**Vila, 1978 ; Belantour, 2001**). Il pourrait ainsi être un équivalent du relief d'origine magmatique décrit dans le bassin profond le long du profil Spi18.

Nous interprétons donc les grandes variations de profondeur du toit du socle observées à profondeurs bathymétriques égales le long de la marge, comme l'indicateur de fortes variations de l'épaisseur crustale le long de la marge mais aussi le long de la zone de suture. En effet, au niveau du segment occidental la zone de suture se situe au sud de l'Edough marqué par un important relief et un épaississement de la croûte. Au contraire dans la baie d'Annaba, la zone de suture, très probablement localisée offshore sous la plateforme (**Fig. III.1**), est bordée au nord par une croûte beaucoup plus mince à cet endroit de la marge. Ces variations d'épaisseur du socle AlKaPeCa le long de la zone de suture impliquent que l'avant-arc Européen ait été déjà plus mince dans la baie d'Annaba qu'au niveau de l'Edough ou des Kabylies lors de son accréction à la marge Africaine. En effet, nous n'observons aucune trace d'extension affectant les unités pré-Messiniennes de la marge sur les profils, qui aurait pu attester un épisode d'amincissement post-collision, les unités pré-MSC à cet endroit de la marge indiquant au contraire des indices d'épaississement tels que des plis et des chevauchements.

### 1.2.3. Nature et origine des sédiments Pré-MSC de la marge

Au-dessus du socle continental de la marge, le modèle de vitesse image des unités sédimentaires pré-Messiniennes (Fb, Fc et Mio) dont l'épaisseur excède localement 3 km sous la pente continentale (**Fig. IV.1 et Annexe 2.6**). Le profil SMT coïncident montre que la partie supérieure de ces sédiments correspond aux unités déformées Fb-Fc (**Annexes 2.4 et 3.1**). La déformation de ces unités est par ailleurs pré-Messinienne, comme le montrent les troncatures d'érosion sous la MES. Enfin, les plis et la géométrie en écailles des unités indiquent que la

déformation qui les affecte est de nature compressive. Connaissant l'évolution géodynamique régionale, deux interprétations nous semblent pouvoir expliquer l'origine de ces unités :

(1) Fb, Fc et Mio pourraient correspondre aux sédiments Oligo-Miocène déposés sur le côté nord du bloc AlKaPeCa, comprenant les sédiments syn- et post-rift de la marge sud du bassin Algérien. Dans cette hypothèse, ils correspondent à des sédiments autochtones et incluent un équivalent latéral des unités OMK (Oligo-Miocène Kabyle) qui affleurent plus à l'ouest dans les Kabylies (**Rivière et al., 1977 ; Bouillin, 1979 ; Géry et al., 1981 ; Djellit, 1987 ; Bracène, 2001**), et ils forment la continuité vers le sud de l'unité Pré-MSC du bassin profond. La déformation compressive observée aurait alors été acquise durant la collision du bloc AlKaPeCa avec la marge Africaine. Cependant dans ce cas, le décollement observé entre les unités Fb-Fc et Mio est difficile à expliquer.

(2) Les unités Fb et Fc pourraient également correspondre aux flyschs allochtones rétro-charriés sur le bloc AlKaPeCa durant la collision. De tels flyschs sont connues en Grande et Petite Kabylies (**Durand-Delga, 1969 ; Vila, 1980 ; Wildi, 1983 ; Bouillin, 1986 ; Djellit, 1987 ; Bracène et Frizon De Lamotte, 2002**), où ils correspondent à des superpositions d'écailles déformées de flyschs d'âges variés (**Guemache, 2010**).

Pour tester cette hypothèse, nous nous sommes rendus dans la région d'Annaba, afin de voir sur le terrain comment s'organisent les flyschs qui affleurent dans la région sur de très grandes surfaces jusqu'à la côte de la baie d'Annaba (**Figs. I.34 et I.35**), tels qu'ont pu les cartier et les décrire **Villa (1980)** ou **Djellit (1987)**. Ces affleurements montrent des sédiments clastiques de lithologies variées. Alors que certains affleurements sont très homogènes, d'autres très voisins présentent un très fort litage, avec alternance de marnes et de grès plus ou moins grossiers (**Villa, 1980**) (**Fig. I.36**). Leur déformation varie également d'une écaille à l'autre. Alors que certaines écailles montrent seulement un léger pendage monoclinal, d'autres sont au contraire extrêmement déformées avec des plis, des failles inverses impliquant un fort redressement des couches (**Fig. I.36**). Nous proposons donc que sous la marge, les écailles de Fb, bien litées, soient associées à de relativement faibles quantités de déformation et des lithologies contrastées, Fc étant expliqué par de plus fortes quantités de déformation et/ou des lithologies plus homogènes. Les écailles observées juste au-dessus de Mio, qui correspondent systématiquement au faciès Fc, pourraient au moins en partie correspondre aux sédiments faiblement consolidés de la marge, entraînées et remaniées le long du décollement lors de la mise en place, en partie gravitaire, des flyschs sur la marge. Dans cette interprétation, l'unité Mio correspond aux sédiments syn- à post-rift déposés sur le bloc AlKaPeCa pendant l'évolution du bassin arrière-arc, et durant le début de la collision. Dans la région d'Annaba,



les flyschs masqueraient donc les structures de la marge et, par leurs empilements, contribueraient à donner à la marge sa morphologie Messinienne et actuelle.

Il faut noter qu'on ne connaît pas d'équivalent latéral de ces unités Fb-Fc ailleurs le long de la marge algérienne. Soit ils ne subsisteraient qu'ici, dans la région d'Annaba, soient ils n'auraient pas été cartés ailleurs peut-être en raison de fortes déformations empêchant l'imagerie de leur structure interne complexe. Les données ne montrent pas de continuité de ces unités sous le segment occidental de la marge est-algérienne. Ici, les quelques réflecteurs observés sous la surface Messinienne pourrait correspondre à la prolongation sous la marge des sédiments du bassin profond, et donc à Mio, ou éventuellement à des flyschs très faiblement organisés reposant sur Mio. L'épaisseur faible des sédiments, bien inférieure à celle observée sous le segment oriental, est plutôt en faveur de la première hypothèse, même si en l'absence de pénétration il est difficile de conclure fermement.

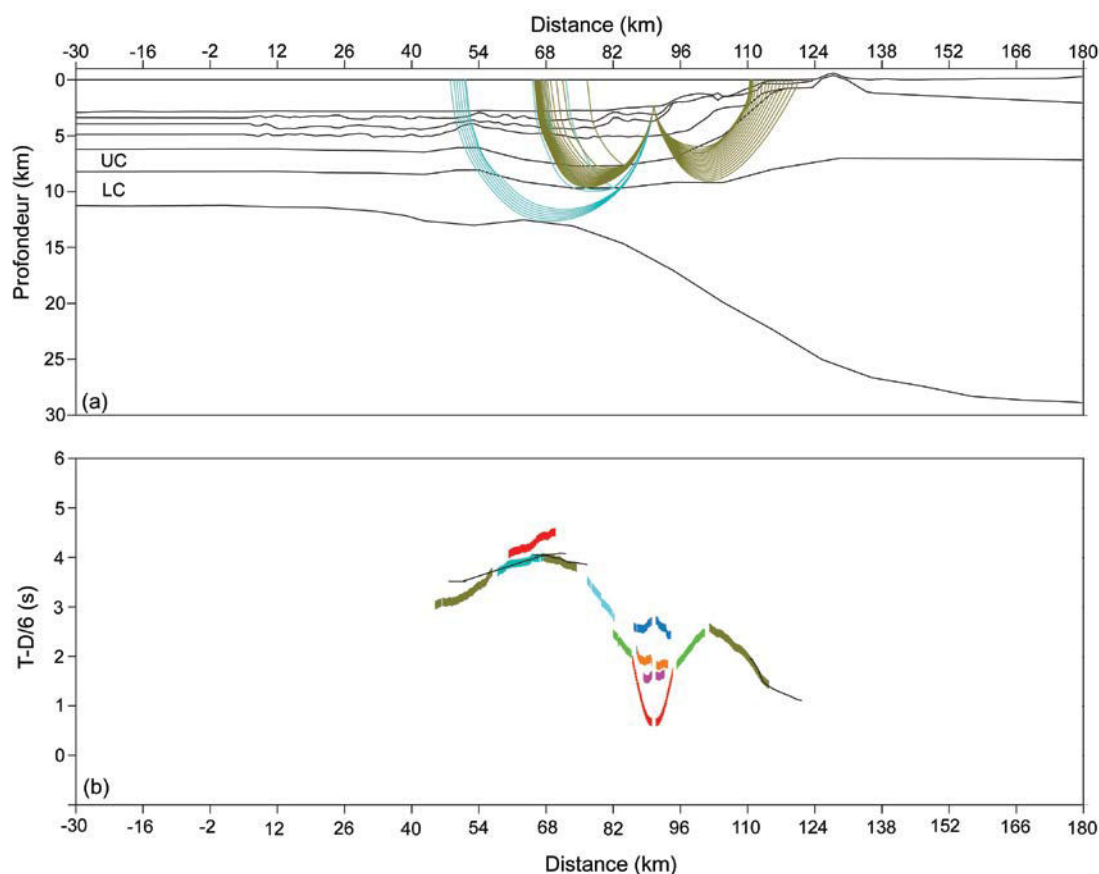
### **1.3. Zone de transition océan-continent (TOC)**

Entre les KM-75 et -95 le long de la ligne grand-angle (**Fig. IV.1**), le modèle montre des vitesses crustales supérieures de celle d'une croûte continentale mais inférieure que celle d'une croûte océanique (**Fig. IV.2b**). Dans la région d'Annaba, cette zone présente une largeur de 20 km, similaire que celle trouvée dans la région de Jijel (**Mihoubi et al., 2014**), et un peu plus large que celle de la région Tipaza (**Leprêtre et al., 2013**) et de la grande Kabylie (**Aïdi et al., 2013**), où elle est de l'ordre de 10 km. Cette zone de transition est étroite quand on la compare à d'autres marges de la Méditerranée occidentale : ~170 km dans le Golfe du Lion (**Moulin et al., 2014**); 0 à 50 km au pied de la marge nord ligure (**Dessa et al., 2011**) et 40 km au pied de la marge ouest Sarde (**Gailler et al., 2009**). De même, elle est étroite si on la compare à d'autres TOC observées au large de marges divergentes non volcaniques (~75 km au sud-ouest du Groenland (**Chian et Loudon, 1994**), > à 90 km à Terre-Neuve (**Reid, 1994**) ou 75 km au sud de Labrador (**Chian et al., 1995**)).

D'un point de vue des vitesses, la zone de transition dans la région d'Annaba est caractérisée par des vitesses ne dépassant pas les 7.1 km/s dans la base de la croûte inférieure. Elle y est plus faible que dans les exemples de TOC plus larges rencontrées au pied de marges Méditerranéennes ou ailleurs (7.5 à 7.8 km/s), où elles sont associées à un type de croûte particulier, soit constitué de manteau plus ou moins serpentinisé (**Brun et Beslier, 1996 ; Krawczyk et al., 1996 ; Pickup et al., 1996 ; Chian et al., 1999 ; Dean et al., 2000**), soit riche de roches mantellique et de gabbros exhumé (**Sawyer, 1994 ; Whitmarsh et Sawyer et al., 1996**), ou soit lié à de l'underplating sous la croûte continentale hyper-étirée de pied de

marge (Whitmarsh et al, 1992 ; Whitmarsh et Miles, 1995 ; Whitmarsh et Sawyer, 1996), en fonction du contexte de formation plus ou moins magmatique ou a-magmatique de la marge.

Dans la région d'Annaba, l'étroitesse de la TOC et l'absence de vitesse élevée en base de croûte suggèrent que la limite continent-océan est abrupte, sans domaine crustal transitionnel particulier. Si c'est le cas, il existe un changement latéral très rapide de vitesse à cet endroit, qu'il n'est pas possible de mettre en évidence directement dans la construction du modèle de vitesse lors de la modélisation grand-angle. En effet, les couches de vitesses sont établies sur la longueur du modèle, leurs vitesses étant affinées par tracé de rais. Or en pied de marge, les rais tournants traversent la croûte du modèle sur une distance de ~20 km (**Fig.IV.6**). Cette distance donne la résolution du modèle pour ce type de changement latéral rapide. Il est donc possible qu'ici la transition soit abrupte.

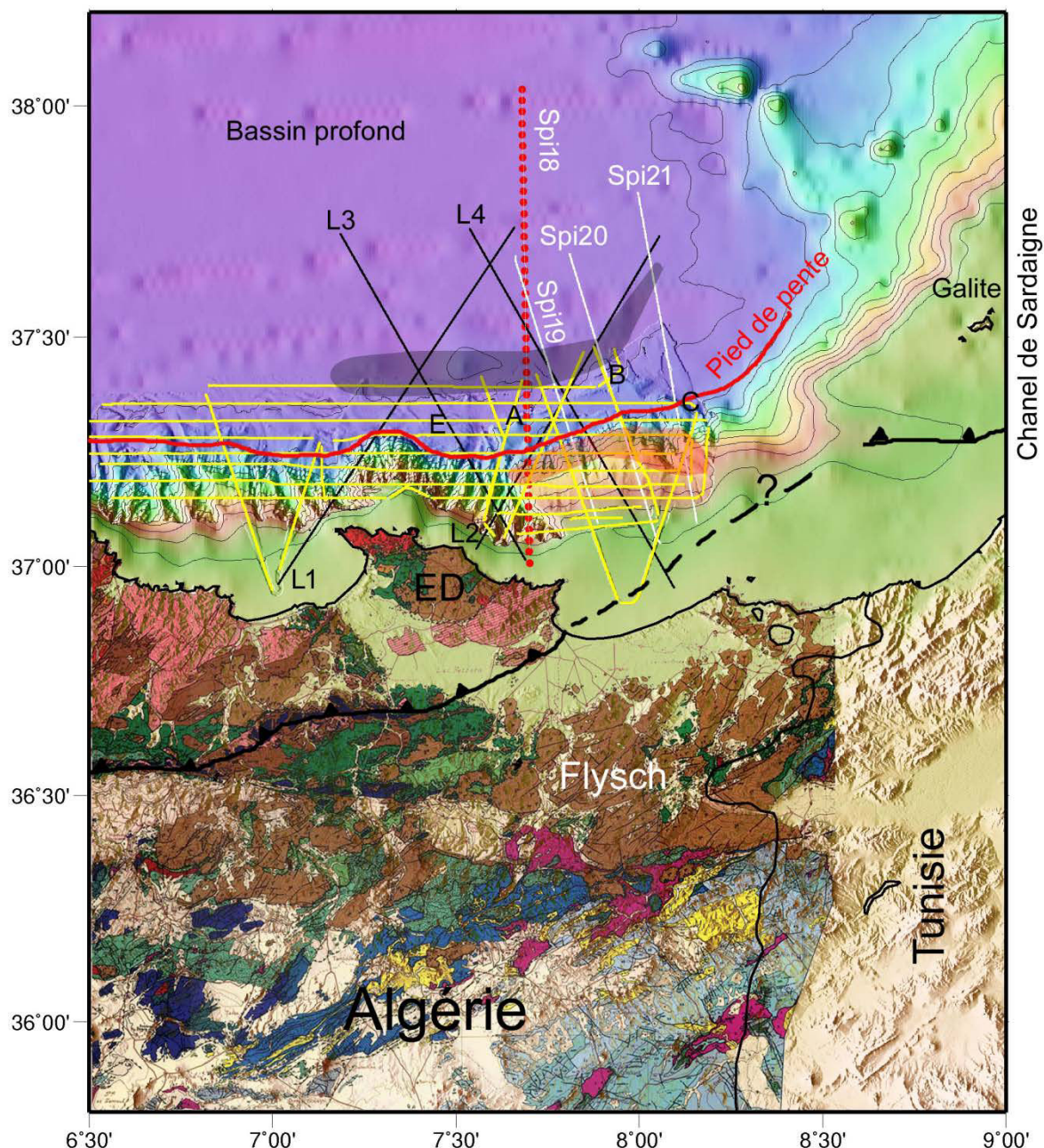


**Figure IV.6.** Tracé de rais le long de l'OBS GH11. (a) Représentation des rais fictifs tirés dans les couches UC et LC du modèle de vitesse. (b) Temps d'arrivées pointés (en couleur) et calculés (lignes noires). Les rais tournants traversent les couches UC et LC du modèle sur une distance de ~20 km.

Pour la localiser plus précisément, nous avons utilisé les travaux d'Arab et al. (2014) effectués dans le cadre du projet SPIRAL, qui s'appuient sur l'interprétation détaillée de profils de sismique réflexion haute-résolution disponibles dans l'est algérien pour proposer

que l'épaississement des sédiments Pré-Messiniens observé en bordure du bassin profond soit associé à la présence de sédiments syn-rift Oligocène. Cette interprétation implique que le domaine continental s'étend à ~25-30 km au nord du pied de pente, incluant la zone des paliers morphologiques marquées par les escarpements A, B, C et E (**Fig. IV.7**). Des escarpements similaires, soulignés par des escarpements du socle acoustique ont également été décrits dans un contexte de marge réactivée au pied de la marge Ligure italienne (**Sage et al., 2013 ; 2014**), où, sur la base de modélisations grand-angle (**Dessa et al., 2011**), ils ont été interprétés comme la partie profonde de la marge continentale (**Sage et al., 2014**). Au large d'Annaba, la cartographie de détail des épaisseurs sédimentaires pré-Messiniennes montre qu'au sein du domaine continental très aminci identifié par la grand-angle, on peut individualiser des petits bassins délimités par des failles décrochantes NW-SE et des failles normales SW-NE ayant joué lors du rifting et de la migration du bloc AlKaPeCa (**Arab et al., 2014**), ces bassins étant marqués par des maxima des valeurs d'anomalies gravimétriques (**Fig. III.26**).

Dans la partie orientale de la zone d'étude, le long de la ligne sismique Spi21, la TOC serait située plus au nord, à ~35 km du pied de marge, là où un décalage du toit du socle correspond à un changement de faciès de ce réflecteur (**Fig. III.11**). Cette interprétation implique une inflexion vers le nord de la TOC à l'est de zone d'étude (**Fig. IV.7**) marquant la transition vers le domaine continental du canal de Sardaigne, où un modèle de sismique grand-angle caractérise une croûte continentale de 10 à 25 km d'épaisseur (**Peirce et Barton, 1992**) (localisation du profil grand-angle sur **Fig. IV-5**). La partie orientale de la zone d'étude formerait donc la terminaison occidentale du Canal de Sardaigne. Le décalage vertical au toit du socle observé sur le profil Spi21, complètement scellé par les sédiments Pré-MSC du bassin profond, correspond à une structure ancienne probablement héritée de la formation de la marge, et non à une structure mobilisée récemment dans la réactivation de la zone.



**Figure IV.7.** Carte topographique terre-mer de la région d'Annaba. La géologie à terre est donnée par **Villa, 1980**. D'après nos résultats, la limite océan/continent se situerait dans la zone ombrée du bassin profond, sans domaine de TOC proprement dit entre les croûtes océanique et continentale amincies. Dans la partie continentale, les flyschs représentés en marron sur la carte affleurent de façon omniprésente dans la région (**Villa, 1980**). A, B, C et E marquent les escarpements bathymétriques discutés dans le texte. La suture marquant la limite entre zones externes/zones internes est située au sud du massif de l'Edough (ED), puis en mer au niveau de la Baie d'Annaba. Dans le Canal de Sardaigne, elle passe entre l'île de la Galite et la côte Tunisienne. La surface ombrée rouge correspond à la zone de la déformation crustale.



## 2- Implications sur l'évolution de la marge et du bassin

---

### 2.1. Implications sur les modèles d'ouverture du bassin est-algérien

Dans cette étude, l'ensemble de données géophysiques présentées apporte de nouvelles contraintes sur la structure du bassin est-algérien et de sa marge continentale sud, comme nous l'avons montré dans le premier chapitre de cette discussion. Nos résultats montrent que la marge au large d'Annaba correspond à un segment de marge divergent, formé à l'arrière des zones internes ici représentées par le massif de l'Edough. Sous le segment de marge oriental, marqué par une morphologie douce, nous interprétons l'important enfouissement du toit de socle continental comme un marqueur de l'amincissement localisé du bloc AlKaPeCa le long de la marge, entre le massif de l'Edough et le Canal de Sardaigne. Cet amincissement précéderait la collision, puisque qu'aucun indice d'extension longitudinale à la marge n'est montré par nos données postérieurement à la collision. Dans ce même secteur de la marge, nous proposons que des écailles sédimentaires, parfois très déformées, observées juste sous la surface Messinienne, correspondent à une épaisse série de flyschs, mise en place sur la marge par rétro-charriage sur les zones internes bordant la zone de suture au nord lors de la collision. Dans le bassin profond est-algérien adjacent, l'ensemble régulier d'anomalies magnétiques observé au nord de notre zone d'étude caractériserait le fonctionnement d'une accréction régulière pendant une période donnée. Les structures crustales de ce domaine et du domaine situé immédiatement au sud de celui-ci, données respectivement par les profils grand-angle de Jijel et d'Annaba, sont au premier ordre similaires ; elles caractérisent une croûte océanique qui, bien que mince, serait en majorité composée de roches magmatiques rappelant la structure crustale de la ride de Mohs, formée dans un contexte lent mais chaud. Dans le détail toutefois, la croûte au sud du domaine des anomalies magnétiques serait légèrement plus hétérogène.

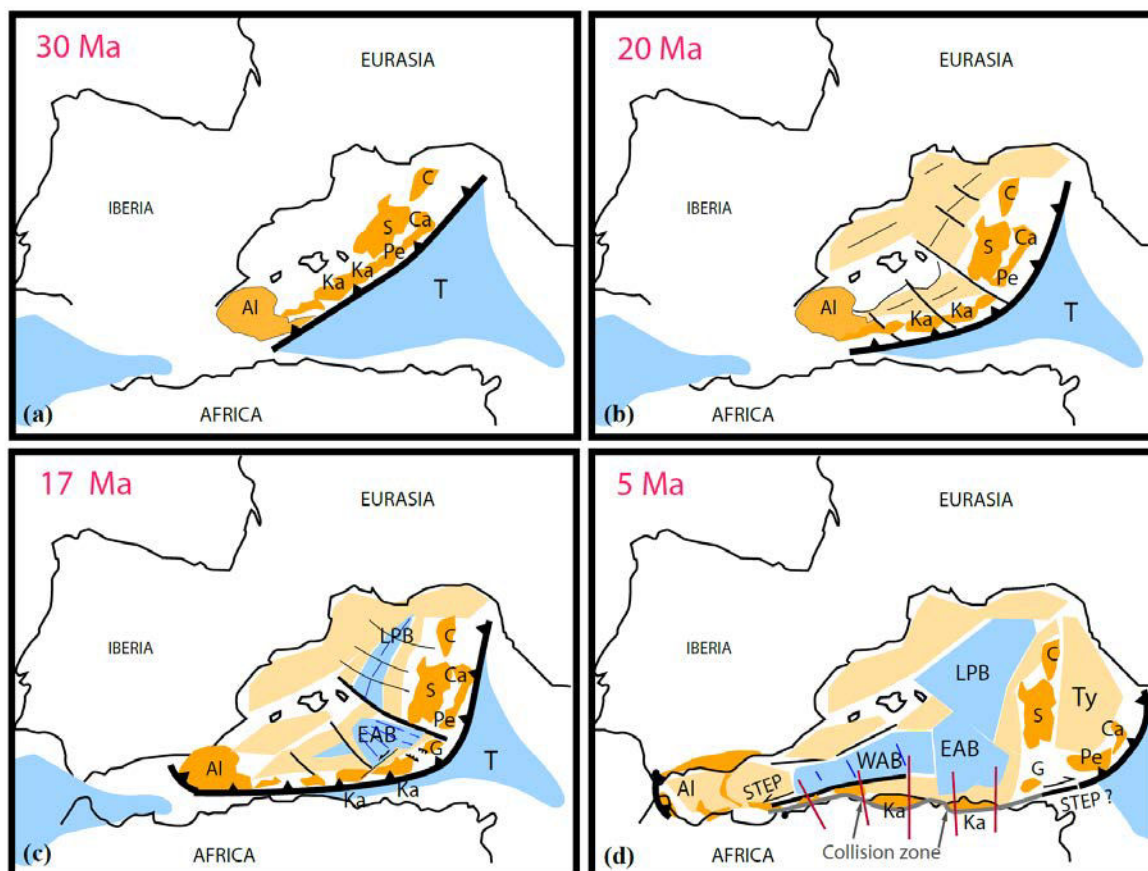
Deux hypothèses nous semblent pouvoir expliquer cette légère différence de structure dans et hors du domaine des anomalies magnétiques régulières, représentés respectivement par les profils grand-angle de Jijel et d'Annaba : soit ils représentent un plancher océanique formé par le même système d'accréction, comme proposé dans les scénarios cinématiques d'ouverture en un temps (**Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Gelabert et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002**). Dans ce cas, la légère différence de structure crustale serait expliquée par une accréction magmatique plus irrégulière au niveau de la terminaison sud-est du bassin en se rapprochant de sa bordure continentale. Soit ils caractérisent deux planchers

océaniques formés à des périodes différentes de l'ouverture du bassin, comme proposé dans les modèles cinématiques d'ouverture en deux temps (**Mauffret et al., 2004 ; Mauffret, 2007 ; Cohen, 1980 ; Schettino et Turco, 2006 ; Camerlenghi et al., 2009**). La structure crustale établie par les données grand-angle ne permet donc pas à elle seule de discriminer les modèles d'ouverture du bassin est-algérien en un ou deux temps proposés dans la littérature. Toutefois, combinée aux autres informations disponibles, la structure crustale nous permet de proposer un scénario compatible avec l'ensemble des données disponibles.

Les modèles impliquant une ouverture du bassin est-algérien en deux temps impliquent que le pattern d'anomalies magnétiques régulières ait été créé après le collage du bloc AlKaPeCa à la marge Africaine. Le bloc Corso-Sarde étant stable à l'est du bassin à partir de 15-18 Ma, une accommodation à l'ouest de l'espace néoformé doit se faire, soit par une zone de subduction nord-sud (**Cohen, 1980**), soit le long d'un contact transformant le long de la marge est Algérienne (**Mauffret et al., 2004**). La trace d'une paléo-subduction, qui impliquerait une paléo-fosse et des sédiments déformés le long de cette paléo-suture, n'est soutenue par aucune des études géophysiques effectuées dans le bassin Algérien au cours des dernières décennies (**Mauffret, 2007 ; Schettino et Turco, 2006 ; Mihoubi et al., 2014**). De même, nous ne trouvons aucun indice d'une zone transformante intra-océanique est-ouest dans la structure crustale du bassin au nord de la marge est-algérienne (Jijel, **Mihoubi et al., 2014**) et d'Annaba. Les zones transformantes sont en effet caractérisées par un contexte d'accrétion plus froid que dans le reste du domaine océanique, conduisant à la formation d'une croûte océanique localement très mince, produite par un faible taux d'émission magmatique et contenant des proportions de péridotites plus ou moins altérées non négligeables (**Cormier et al., 1984 ; Potts et al., 1986**). Dans les modèles de vitesse, ce changement se traduit par la modélisation de la croûte océanique en une couche crustale de 2 à 4 km d'épaisseur caractérisée par un fort gradient de vitesses des vitesses entre ~5 km/s et 7.8-8 km/s sur une zone large d'une quarantaine de kilomètres (**Mutter et al. 1984 ; Minschull et al., 1991**). Une telle structure n'a pas été imagée dans les modèles de vitesses du bassin profond au large de Jijel (**Mihoubi et al., 2014**) et d'Annaba.

Les modèles cinématiques d'ouverture du bassin est-algérien en une étape, de type « Gelabert » (**Gelabert et al., 2002**), proposant une ouverture océanique accompagnant la migration vers le sud du block AlKaPeCa, nous semblent plus compatibles avec la structure crustale du bassin. Ce modèle implique que l'accrétion océanique accommodait l'espace ouvert par la migration divergente des blocks Corso-Sarde et Kabyles. L'orientation de l'axe

d'accrétion, donnée par le pattern d'anomalies magnétiques NW-SE, était alors plus au moins perpendiculaire à la fosse de subduction (**Fig. IV.8b**).

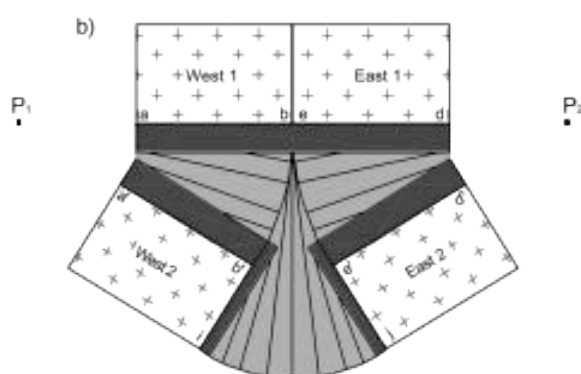


**Figure IV.8.** Reconstruction cinématique du Bassin Est-Algérien, entre 30 et 5 Ma, dans le contexte de l'évolution de la Méditerranée occidentale. **(a) 30 Ma.** Le block AlKaPeCa forme l'arc européen au sud du continent Eurasiens, le long de la zone de subduction de la Téthys qui présente, à cette étape, une géométrie linéaire. **(b) 20 Ma.** Par phénomène de rollback, les blocks AlKaPeCa et Corso-Sarde migrent vers le sud et le sud-est, une phase d'extension se produisant en position arrière-arc. **(c) 17 Ma.** Alors que le block AlKaPeCa migre vers le sud et le sud-est, l'arc européen s'allonge et prend une géométrie de plus en plus arquée, puis coudée. Du fait de cette géométrie, il est probable qu'à cette époque le slab soit déchiré selon une orientation NW-SE à l'arrière du coude formé par la subduction, ouvrant une fenêtre asthénosphérique associée à une anomalie thermique positive. A l'aplomb de cette anomalie thermique, se forme la croûte océanique mince mais magmatique du bassin est-algérien, le long d'un centre d'accrétion NW-SE situé à la verticale de la déchirure du slab. La création du domaine océanique est accommodée le long de la bordure sud du bassin arrière-arc par une déformation extensive et/ou décrochante de l'arc européen, qui accompagne le morcellement et l'allongement de l'arc le long de la subduction. Entre 17 et 15 Ma, la collision entre les blocks Kabyles et la paléo-marge africaine se produit. C'est à cette période que les flyschs sont rétro-charriés sur les zones internes et la marge. Puis, alors que sous la zone de collision le slab se détache, de part et d'autre, le slab migre vers l'ouest et vers l'est. Cette double migration s'accompagne de l'ouverture des bassins ouest algérien et Tyrrhénien, deux STEP-faults se développant alors à la limite sud des bassins néoformés. **(d) 5 Ma.** Seules deux portions de la subduction restent actives, à l'ouest sous Gibraltar et à l'est sous la Calabre. Le Bassin Tyrrhénien commence à s'océaniser. Al : Alboran ; Ca : Calabre ; C : Corse ; EAB : bassin est-algérien ; G : l'île de la Galite ; Ka : Kabylie ; LPB : bassin Liguro-Provençal ; Pe : Péloritain ; S : Sardaigne ; T : Téthys ; Ty : Mer Tyrrhénienne ; WAB : bassin ouest algérien ; Lignes rouges en (d) : positionnement des profils sismiques grand-angle SPIRAL. La reconstruction cinématique du bassin ouest-algérien provient des travaux de thèse de **Medaouri (2014)**.

Ceci n'est pas une configuration habituelle. En effet, la direction attendue et observée d'extension et/ou d'accrétion des bassins formés à l'arrière des zones de subductions

océan/continent est plus au moins parallèle à la fosse de subduction, quelque soit le mécanisme d'ouverture arrière-arc (retrait du slab: e.g. **Malinverno et Ryan, 1986 ; Royden, 1993** ; écoulement du manteau dans la partie asthénosphérique sous le slab: e.g. **Rodkin et Rodnikov, 1996** ; processus d'extrusion: e.g. **Tapponnier et al., 1986 ; Mantovani et al., 2001**). Seulement quelques exemples liés à des contextes cinématiques spécifiques, montrent des centres d'accrétions ou rifts perpendiculaires ou très obliques à la fosse. C'est le cas lorsque la direction de convergence est oblique à la zone de subduction, permettant le partitionnement de la déformation, avec échappement latéral de la bordure continentale (e.g. Mer d'Andaman, **Diehl et al., 2013** ; Golfe de Californie: **Karig et Jansky, 1972**). Une accrétion arrière-arc le long d'un axe perpendiculaire à la fosse a probablement également fonctionné dans le bassin de Weddel lors de la fragmentation du continent Gondawa (**Jokat et al., 2003**). Mais dans ce cas particulier, les forces motrices étaient indépendantes du système de subduction, de sorte que ce bassin peut difficilement être considéré comme un bassin arrière-arc. Dans l'exemple du bassin est-algérien, la géométrie du système d'accrétion arrière-arc est donc une exception. Ceci peut être expliqué par l'évolution de la géométrie de la fosse qui, linéaire au départ, a progressivement pris une forme arquée, puis coudée (**Fig. IV.8a et b**), lors de la migration des blocs Corso-Sarde et Kabyles respectivement vers l'est et vers le sud (**Fig. I.21 et I.22**).

Ce scénario évoque le modèle en *portes de saloon*, proposé par **Martin (2006)**, pour qui l'évolution de deux rifts placés en opposition permet l'ouverture en ciseau d'un troisième bassin à la limite entre ces deux rifts (**Fig. IV.9**), ce modèle pouvant être appliqué au bassin est-algérien, dont l'ouverture répondrait à l'ouverture concomitante des bassins Liguro-Provençal et ouest Algérien.



**Figure IV.9.** Modèle d'ouverture de bassin en portes de saloon d'après **Martin (2006)**. La propagation, dans des directions opposées, de deux rifts situés en vis à vis implique la rotation symétrique des blocs West2 et East2 autour des pôles de rotation P1 et P2.



Les reconstructions cinématiques s'accordent sur le fait que la collision Alpine le long de la marge Africaine ait été suivie par une migration vers l'est du slab et l'ouverture du bassin Tyrrhénien (e.g. **Carminati et al., 1998 ; Spakman et Wortel, 2004**). Cela implique une déchirure du slab sous le Canal de Sardaigne et la bordure sud de la mer Tyrrhénienne. Nous proposons que cette déchirure de slab ait été initiée durant la migration de bloc AlKaPeCa, en réponse aux directions divergentes de retrait du slab vers l'est à l'est du bloc Corso-Sarde, et vers le sud au sud du bloc Kabyle (**Fig. IV.8b**). Les déchirures du slab offrent des fenêtres asthénosphériques souvent associées à des anomalies thermiques, responsables de processus magmatiques anormaux (**Keskin, 2003 ; Faccenna et al., 2005 ; De Asti et al., 2006 ; Rosenbaum et al., 2008**). Dans le contexte de l'ouverture Miocène arrière-arc du bassin est-algérien, nous proposons que l'anomalie thermique au-dessus de la déchirure du slab puisse expliquer le fonctionnement régulier d'un centre d'accrétion de 200 km de long, conduisant à une production de magma plus homogène et continue qu'ailleurs en Méditerranée occidentale et ainsi à une croûte océanique magmatique mince mais continue, de type Ride de Mohs.

## **2.2. Implications sur l'évolution de la marge**

L'ouverture d'un nouvel espace océanique a nécessairement été accompagnée par l'extension du bloc AlKaPeCa qui le bordait au sud, selon la direction de l'arc. Cette extension pourrait avoir été accommodée par des systèmes de failles normales et/ou décrochantes, comme observé actuellement le long de l'arc Egéen (**Ten Veen et Kleinspehn, 2003 ; Marsellos et al., 2010 ; Kokinou et al., 2012**), ce qui serait en bon accord avec les directions structurales NW-SE et SW-NE données par les travaux de détail d'**Arab et al. (2014)**. Sur nos profils, nous ne pouvons identifier directement aucun indice d'une phase d'extension pré-collisionnelle longitudinale, les unités interprétées comme des flyschs liée à la collision masquant ces structures potentielles. Toutefois, il est possible que l'amincissement du socle continental observé entre le massif de l'Edough et l'île de la Galite résulte d'une telle phase extensive et/ou transtensive. La présence d'un socle continental plus mince sous le segment oriental pourrait par ailleurs expliquer l'épaisse séquence de flyschs observée à cet endroit de la marge, le socle des zones internes ne formant pas ici un relief-barrière susceptible de limiter le rétro-charriage des flyschs vers le nord comme ailleurs plus à l'ouest.

Par ailleurs nos résultats n'indiquent aucun indice de STEP-fault le long de la marge est-algérienne, contrairement à ce qui a été montré par les données SPIRAL à l'ouest du bassin algérien (**Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015**). En effet, l'amincissement progressif de

la croûte continentale diffère des amincissements brutaux observés au large du banc de Khayr-al-Din (**Leprêtre et al., 2013**), ou du segment de Mostaganem (**Badji et al., 2015**), où ils ont été interprétés comme la trace du mouvement coulissant le long de la marge. Par ailleurs, à l'ouest, la transition continent-océan qui a probablement guidé le mouvement décrochant à l'ouest est caractérisée par un petit fossé associé à des structures en fleur (**Badji et al., 2015**), alors que ce type de structure n'est pas observé au sud du bassin est-algérien. Si la collision sub-frontale des Kabyliques avec l'Afrique a bien été suivie du retrait du slab vers l'ouest, et vers l'est, les modalités de ce retrait ont donc sans doute été différentes. Les reconstitutions cinématiques issues des travaux SPIRAL donnent des âges de formation plus anciens pour le bassin est-algérien que pour le bassin ouest-algérien, lui-même marqué par une migration dans le temps vers l'ouest (**Medaouri, 2014**). Ainsi, alors qu'à l'ouest, l'ouverture du bassin est post-collisionnelle, il est probable qu'à l'est de la marge, selon notre modèle, elle soit pré-collisionnelle ou ait au plus accompagné le tout début de la collision, à une période où l'arc européen était encore mobile et non pas bloqué contre la marge africaine. A l'est, la possibilité de créer un espace océanique accompagnant la migration et l'expansion d'AlKaPeCa peut ainsi expliquer l'absence de STEP-fault. La poursuite de la déchirure du slab et sa migration vers l'est dans le Canal de Sardaigne et au sud de la mer Tyrrhénienne parallèlement à la marge nord africaine, serait quant à elle postérieure à la collision. La limite entre les segments occidental et oriental de notre zone d'étude qui se distinguent par leurs morphologies et leurs structures, traduirait le passage de la zone de collision frontale à l'ouest avec un slab globalement E-W dont la terminaison orientale correspondrait au massif de l'Edough, à une zone de collision influencée par le retrait du slab vers l'est, sous le segment oriental.

A l'ouest de l'Algérie par contre, le système étant déjà bloqué par la collision lors de la formation du domaine océanique, seul un échappement de l'étroit slab vers l'ouest, le long d'un contact coulissant parallèle à la marge était possible, aboutissant à la formation d'une STEP-fault. L'équivalent cinématique du Bassin ouest-algérien à l'est de la zone de collision Kabyle ne serait ainsi pas le bassin est-Algérien, mais le Bassin Tyrrhénien probablement bordé au sud par une STEP-fault.

### 3- Réactivation Plio-Quaternaire de la marge est-algérienne

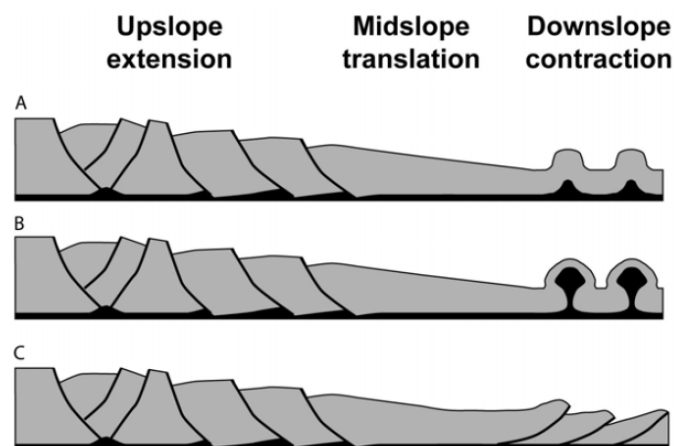
#### 3.1. Caractérisation des structures mobilisées par la réactivation

##### 3.1.1. Bassin profond

##### a. Préambule : déformation salifère versus déformation crustale

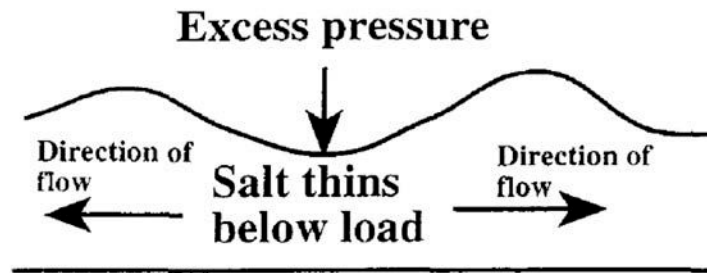
Au sein de la colonne sédimentaire, une couche de sel telle que l'unité mobile (MU) du bassin profond présente la particularité d'avoir un comportement mécanique ductile qui contraste avec le comportement globalement cassant du reste des sédiments. En se déformant, il déforme avec lui les sédiments sus-jacents (e.g. Vendeville, 1999 ; Hudec et Jackson, 2002). C'est ce qu'on appelle la *tectonique salifère*, qui s'enracine sur la couche de sel. Dans la littérature, deux moteurs de la déformation salifère sont proposés :

- Une pente basale entraîne un glissement du sel vers l'aval (phénomène de « *gliding* », **Fig. IV.10**) (e.g. Vendeville, 2005). On observe de l'amont vers l'aval trois domaines de déformation successifs : (1) une zone en extension en amont, au-dessus de la pente où s'initie le glissement (*upslope extension* dans la **Fig. IV.10**). A cet endroit, on observe dans les sédiments sus-jacents des failles normales listriques enracinées sur le sel, le long desquelles la disposition en éventail des sédiments date le glissement. (2) une zone de translation plus ou moins large, sans déformation particulière (*midslope translation* dans la **Fig. IV.10**). (3) une zone de compression en aval, matérialisée par une zone de plis et diapirs, voire de chevauchements (*downslope contraction* dans la **Fig. IV.10**).



**Figure IV.10.** Modélisation du glissement d'une couche de comportement ductile sur une pente basale et déformation induite cassante des sédiments sus-jacents (Vendeville, 2005). A : extension en amont et formation d'anticlinaux salifères en aval ; B : extension en amont et formation de diapirs en aval et C : extension en amont et chevauchements en aval.

- Une surcharge sédimentaire variable, qui va créer une pente au-dessus du sel, et qui va par pression différentielle faire migrer le sel des zones de forte pression (forte surcharge) vers les zones de plus faible pression (phénomène de « *spreading* », **Fig. IV.11**) (**Waltham, 1997 ; Gaullier et al., 2005**). Un affaissement des séries sus-jacentes se produit là où l'épaisseur de sel diminue. Inversement l'épaisseur de la couche de sel augmente vers la périphérie de la surcharge où elle forme plis et diapirs.



**Figure IV.11.** Schéma simplifié montrant le fluage latéral du sel quand un poids est exercé en un endroit de la colonne sédimentaire (**Waltham, 1997**).

Les deux moteurs sont en général combinés (e.g. **Vendeville, 1999**), notamment au pied des marges où on observe à la fois une pente basale et une surcharge sédimentaire liée aux apports sédimentaires depuis le continent. Il est alors difficile de distinguer les parts respectives des deux mécanismes dans la déformation observée. Ainsi, au pied des marges passives bordées par un bassin salifère, on observe systématiquement une zone d'affaissement et/ou de failles listriques, comme c'est le cas par exemple dans le Golfe du Mexique ou la marge du Congo-Zaïre-Angola (**Contrucci et al., 2004 ; Moulin et al., 2005**), et également sur les marges passives périméditerranéennes (**Dos Reis et al., 2005 ; Sage et al., 2005 ; Lofi et al., 2011a**). En plus de ces deux moteurs directement liés à l'environnement de dépôt du sel, la tectonique crustale, en modifiant la pente basale ou en créant des pressions localisées sous la couche de sel ou latéralement à cette couche, peut générer une déformation salifère matérialisée par des migrations du sel, des plis, ou l'injection de sel dans des structures telles que des failles et des plis affectant les unités situées autour du sel (e.g. **Cramez et Jackson, 2000 ; Hudec et Jackson, 2002**). Dans ce cas, il est souvent difficile de faire la part des choses entre tectonique crustale et salifère qui interfèrent en modifiant les structures créées respectivement par l'une ou l'autre. Le long de marges reprises en compression, le domaine en extension peut disparaître, comme c'est le cas au pied de la marge Ligurie où on observe directement des plis et diapirs (**Fig. I.13d**).



En bordure du bassin profond de la zone de travail, les géométries des sédiments sus-jacents au sel renseignent sur les zones de mobilité du sel, et sur l'âge des déformations liées au mouvement du sel, que la tectonique crustale joue ou pas un rôle dans ce mouvement.

### **b. La réactivation dans le bassin profond**

Dans le bassin profond, la déformation récente est observée sur les profils disponibles uniquement aux abords du pied de pente. Elle se traduit par la présence de plusieurs escarpements liés à l'inversion et déjà observés sur les données haute-résolution par Domzig (**Domzig et al., 2006 ; Domzig, 2006**) et Kherroubi (**Kherroubi et al., 2009 ; Kherroubi, 2011**), sous lesquels interagissent tectoniques crustale et salifère. Les interprétations complémentaires effectuées dans ce travail, notamment à partir des données profondes SPIRAL et SONATRACH, permettent d'apporter des informations complémentaires sur l'enracinement de ces structures.

Les plis asymétriques et les rollovers identifiés par **Kherroubi et al. (2009)** impliquent l'existence de failles inverses sous-jacentes. Les données de sismique pénétrante SPIRAL et SONATRACH permettent d'imager ces structures sous le sel. Sur ces profils, elles affectent les unités Pré-MSC qui sont plissées et/ou décalées par des failles inverses qui épaississent localement la série (**Annexe 2**). La déformation des unités sédimentaires est maximum au large du segment oriental au niveau de l'escarpement A (profils Spi-18, Spi-19, L4, **Annexes 2.4 à 2.6**), où plusieurs structures se succèdent en s'éloignant de la marge, et elle diminue franchement à l'est de ce segment (profil Spi-21, **Annexe 2.8**) et au large du segment occidental (profil L1, **Annexe 2.1**), où est observée une structure inverse unique (pli sur le profil Spi-21 ou pli-faille sur le profil L1) suggérant un plus faible raccourcissement qu'au large de la baie d'Annaba. Du fait de la basse résolution des données, il n'est pas toujours possible de préciser l'exacte géométrie des structures compressives (plis ou pli-failles). Par contre, un point majeur nous semble être que sur l'ensemble des profils, le toit du socle observé à la base de l'unité Pré-MSC du bassin profond ne semble pas affecté par la déformation. Même lorsque la déformation de bordure du bassin profond est la plus intense, comme c'est le cas sur le profil Spi-18, pour lequel la PSDM (**Fig. III.14 et Annexe 3.1**) suggère que le toit du socle n'est pas (ou éventuellement très peu) décalé par une structure inverse contrairement à ce que suggérerait la section temps en raison d'un effet de pull-up (**Annexe 2.4**).

Nous notons qu'en bordure de bassin, un escarpement bathymétrique donné ne correspond pas en profondeur au rollover ou un pli, mais parfois une ou plusieurs de ces structures avec

des géométries et des longueurs d'ondes variées (**Annexe 2**). Par contre en surface, la trace de l'escarpement A est clairement continue et E-W, et vient finalement à l'est recouper le pied de marge (**Spi20, Annexe 2.7**), plutôt SW-NE dans ce secteur. Cette structure pourrait donc néoformée, bien qu'on ne puisse pas préciser son lien avec les structures de la marge, celles-ci étant ensevelies sous le flysch, qui donne à la marge sa géométrie de surface.

Plus au large, nous avons observé localement sur nos lignes des structures salifères atypiques, plus larges que des diapirs normaux, n'atteignant pas la surface mais déformant les sédiments sus-jacents jusqu'au fond de la mer. Ces structures sont atypiques dans la mesure où d'ordinaire en Méditerranée, seules les structures salifères sub-affleurantes déforment le fond (voir les exemples offerts par les différentes planches des différents secteurs dans **Lofi et al., 2011a**). Le fait qu'ici les sédiments supérieurs PQ, bien que relativement épais, soient déformés, suggère qu'émerge à ce niveau une structure compressive. Nous proposons qu'il puisse s'agir de l'émergence d'une structure en plats et rampes (**Annexes 2.4 et 2.6**), la déformation étant propagée dans la couche de sel, comme cela a été proposé au large de la Kabylie par exemple (**Domzig, 2006 ; Beslier et al., 2013 ; Aidi et al., 2014**). Le fait que ce type de structure ne soit observé que sur certains profils suggère qu'il ne s'agit pas d'une structure de grande extension latérale mais de propagations locales, pouvant se faire en cas de conditions locales favorables, face au segment où la déformation en bordure du bassin est la plus importante.

### 3.1.2. Marge

Sous la marge, on n'observe directement aucune faille inverse sur nos profils. Par contre plusieurs indices convergent pour attester d'une compression Plio-Quaternaire effective. Les indices directs sont donnés par les décalages répétés de la surface Messinienne sous la pente inférieure, et notamment le décalage important du biseau de UU au niveau du pied de pente, de l'ordre de 700 à 1000 m. Sur d'autres marges de Méditerranée occidentale, un décalage d'au plus ~500 m existe, lié au retrait du sel de pied de pente migrant vers le centre du bassin profond (voir exemples dans **Lofi et al., 2011a**). Mais ici, le décalage semble important par rapport aux épaisseurs de sel observées dans le bassin, et sachant qu'au large de l'Algérie, il n'y a pas vraiment de pente inclinée vers le centre du bassin pouvant expliquer une forte migration du sel comme c'est le cas par exemple pour les bassins Provençal et Ligurien (**Obone-Zué et al., 2011 ; Sage et al., 2005 ; Lofi et al., 2011a**), l'inclinaison générale se faisant plutôt vers la marge. Il est donc certain qu'une forte composante tectonique explique ici le décalage de UU sous la pente profonde, et donc le soulèvement

relatif de la marge par rapport au bassin, comme cela a été proposé au large de la marge italienne dans un contexte similaire (**Bigot-Cormier et al. 2004**). Par ailleurs, la forme nettement convexe des pentes actuelle et Messinienne est elle aussi un fort indice de compression sous-jacente, comme le montre de façon systématique les profils de pente des marges réactivées (marge du Liban, voir profils dans **Carton et al. (2009)** ; marge nord-Ligure (**Bigot-Cormier et al., 2004 ; Hassoun, 2014**)), les marges stables passives étant quant à elles caractérisées par un profil linéaire à concave. Enfin, les plis localisés à la limite entre les pentes supérieure et inférieure, bien que de faible ampleur, attestent eux aussi de la compression sous le domaine de pente, et ne sont pas sans rappeler le pli observé en même position au large d'Impéria sur la marge nord-Ligure (**Larroque et al., 2011**), ou les plis observés au droit des failles normales héritées du rifting et remobilisées dans la compression comme sur la marge du Liban (**Carton et al., 2009**). Bien que la pénétration insuffisante des données sous la pente ne nous permette pas d'observer directement les structures responsables des déformations observées, on peut cependant noter que la géométrie des réflecteurs pré-MSC sous le pied de pente, qui montre systématiquement des réflecteurs fortement inclinés vers le bassin surmontés de réflecteurs à faible pendage vers le continent, ressemble aux géométries observées dans un contexte similaire au large de la marge nord-Ligure (**Fig. I.14**), où elles ont été interprétées comme un pli évoluant vers un pli-faille lorsque la structure est plus évoluée (**Sage et al., 2014**). Cette géométrie implique à la fois un soulèvement et une avancée de la marge par rapport au bassin. Ainsi, même si on n'observe pas directement les structures inverses sous la marge profonde, les observations convergent pour attester de leur existence.

Au sud du biseau de UU, vers le sommet de la pente inférieure du segment oriental, l'unité UU' est décalée par de nombreuses petites failles de très faible continuité latérale dont le jeu apparent normal semble contradictoire avec la compression sous-jacente. La présence de structures compressives en profondeur et de structures extensives en sub-surface peut s'expliquer par un découplage de la déformation au niveau des unités Fb-Fc interprétées comme le flysch. A la transition pente supérieure / pente inférieure, le flysch est en général très chaotique. Dans le détail cependant, la réflectivité est pourtant nette sur certains profils (**Fig. III.20**) sur lesquels on voit que l'unité est litée, mais complètement hachée par des failles. Une partie de cette déformation a dû être acquise durant leur mise en place sur la pente, mais il est possible que cette unité déjà hautement déformée « encaisse » la déformation récente imposée par les failles sous-jacentes en se déformant de manière relativement distribuée. Sur certains profils, le prolongement de certaines des failles normales

au sein de l'unité Fb suggèrent que les nombreuses petites failles normales décalant le marqueur Messinien puissent être de nature gravitaire, accommodant un affaissement de l'unité Fb-Fc en réponse à une augmentation de leur pente basale en lien avec la réactivation de la marge.

Si la réactivation de la pente inférieure du segment de marge oriental semble évidente, il n'en va pas de même pour la pente supérieure. On n'y observe aucune faille décalant les réflecteurs du Plio-Quaternaire à la résolution de nos données. Le seul indice de déformation concerne l'est du segment oriental, où une discordance intra-Plio-Quaternaire suggère un épisode de basculement vers le sud de la partie haute de la marge (**Fig. IV.7**). Ailleurs, l'aggradation des sédiments attestée par les réflecteurs strictement parallèles entre eux sur de fortes épaisseurs de la série ainsi que l'absence d'incision érosive Plio-Quaternaire, sont plutôt des arguments en faveur d'une subsidence, ou au moins d'une absence de soulèvement important de ce secteur de la marge.

Nous disposons de beaucoup moins de données pour préciser comment se passe la réactivation Plio-Quaternaire sous le segment occidental de la marge. D'abord nous n'avons que peu de profils. Par ailleurs la structure de ce segment est surtout contrôlée par le magmatisme Miocène au voisinage du dôme (DO) (notamment géométrie redressée des réflecteurs Pré-MSc autour du dôme), et la très faible épaisseur du Plio-Quaternaire ne permet pas d'enregistrer d'informations précises. Toutefois, on peut noter que sur certains profils situés à l'ouest du dôme au large de la Baie de Skikda, les géométries attestant de la réactivation de la marge ne sont pas présentes : le profil des pentes actuelle et Messinienne est plus linéaire que convexe (ligne MDJ61, **Fig. III.24** ou ligne L1, **Annexe 2.1**) comme sur les marges stables. Le décalage vertical de UU en pied de pente est par ailleurs plus faible qu'au large de la Baie d'Annaba, de l'ordre de 100 à 300 m. Et, si les réflecteurs Pré-MSc de pied de pente montrent également un pendage vers le bassin, ils ne sont pas surmontés de réflecteurs inclinés vers le continent. La déformation n'a pas pour autant lieu en bordure du bassin profond, ce secteur étant moins déformé qu'au large du segment oriental comme nous l'avons vu précédemment. Non loin pourtant, toujours au large de la baie de Skikda, **Mauffret (2007)** décrit un décalage de 1400 m de UU de part et d'autre du pied de pente (**Fig. I.55**), suggérant un schéma assez similaire observé au large de la baie d'Annaba. Une grande variabilité de la localisation de la déformation semble donc caractériser ce segment, mais notre densité de profils est insuffisante pour cartier plus précisément ces variations.

### 3.2. Age de la réactivation

En domaine marin, l'âge de la déformation est donné par la position des éventails observés au sein des séries sédimentaires. En bordure du bassin profond, on observe une déformation post-Messinienne résultant des effets combinés des tectoniques crustale et salifère étagée dans le temps :

Une première phase de déformation a lieu durant le dépôt de UU, avec des éventails bien marqués sur les profils L3, Spi18, Spi19 et L4 (**Fig. III.13**), alors que sur les autres profils UU est globalement constitué de réflecteurs parallèles. Sur le pourtour méditerranéen, il est très rare que la déformation salifère s'initie dès le dépôt de UU. Elle débute en général au sein du PQ, la base du pliocène étant en général parallèle à UU (voir les différents secteurs méditerranéens traités dans **Lofi et al., 2011a**). Différents moteurs peuvent expliquer une déformation anormalement précoce : (1) une surcharge sédimentaire anormale à cet endroit, ce qui n'est pas le cas ici lorsqu'on regarde l'épaisseur de l'unité PQ au-dessus de ces éventails ; (2) un épisode de déformation synchrone, qui génère une contrainte, ou (3) une pente basale anormalement forte. Ce dernier moteur nous semble ici le plus probable, car ces éventails syn-dépôt de UU s'appuient côté sud sur les fortes pentes basales formant le toit de l'unité Pré-MS. Sur les reliefs situés en amont de ces pentes, l'épaisseur de UU est par ailleurs plus faible qu'en contrebas, ce qui suggère que la surface de dépôt de UU y était moins profonde. Nous pensons donc qu'à ces endroits, la géométrie de la base du sel devait donc au moins en partie être acquise au Messinien. Les escarpements observés à la base du sel ne seraient donc pas entièrement créés par la réactivation récente de la marge tel que proposé par **Kherroubi et al. (2009)**, mais seraient en partie acquis sans doute lors de la mise en place des flyschs jusqu'en pied de pente, un peu avant le Messinien.

Par ailleurs, il existe une déformation Plio-Quaternaire, enregistrée par les éventails au sein de cette unité, qui plisse les séries sous-jacentes incluant UU et la partie profonde de PQ. On note que si les éventails les plus marqués du Plio-Quaternaire sont bien situés dans la partie la plus récente de la série, comme proposé par **Kherroubi et al. (2009)**, il existe une déformation tout au cours du Plio-Quaternaire, comme le suggèrent la présence d'autres éventails plus discrets dans les parties plus profonde de l'unité, mais aussi la répartition des grands glissements intercalés à tous les niveaux de l'unité (**Fig. III.21**).

Sous la marge, les éventails Plio-Quaternaires et les indices de déformations débutent ~au milieu du PQ et semblent entretenus dans toute la partie supérieure de la série. Le jeu de la faille F, qui décale le fond de la mer est actuel, mais le décalage supérieur de la MES montre qu'elle a commencé à jouer au cours du Plio-Quaternaire. Immédiatement en amont de cette



faille, la discordance intra-PQ suggère un épisode de soulèvement de la partie avale de la pente supérieure vers le milieu de l'unité. Une partie du jeu de F aurait pu être acquis à ce moment-là. Enfin, à la limite pente supérieure/pente inférieure, la géométrie des réflecteurs PQ impliqués dans les plis observée indique une déformation récente à l'est du segment (**Fig. III.18**) et plus ancienne à l'ouest du segment, où l'éventail syn-tectonique est observé au milieu de l'unité PQ (**Fig. III.21 et 22**).

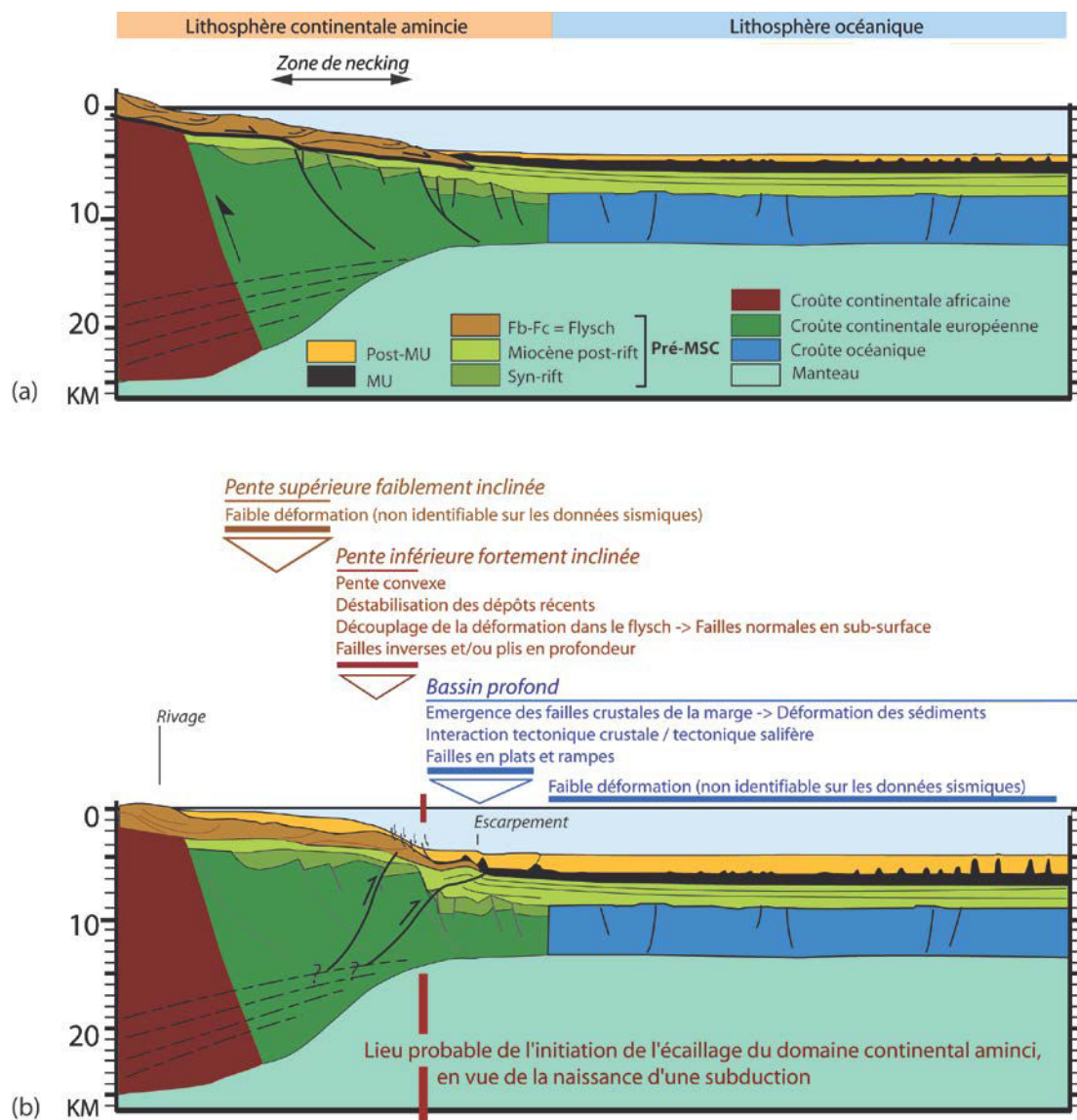
### 3.3. Localisation de la déformation par rapport aux grands domaines structuraux

Nos résultats indiquent que, sous le segment oriental de notre zone d'étude au moins, le domaine de la pente inférieure se déforme au-dessus de structures qui impliquent à la fois un soulèvement et une contraction de la marge. Ces failles affecteraient le socle sous la pente continentale, les failles les plus frontales émergeant au sein de la série sédimentaire du bassin profond, au niveau des escarpements A à E (**Fig. IV.12**). Ici, dans le domaine continental très aminci, seule la couverture sédimentaire serait affectée. Au-delà (domaine océanique), on ne voit aucune trace de déformation Plio-Quaternaire à l'échelle crustale à la résolution des données, sachant toutefois que l'identification de structures modestes est limitée par la résolution des données et par l'effet de pull-up observé sous les nombreuses structures salifères.

La zone de déformation crustale serait donc principalement concentrée dans la zone de pente profonde. Cette zone correspond, sur le modèle de sismique grand-angle, à la zone où la croûte s'amincit le plus rapidement, avec de fortes pentes à son toit et à sa base (zone ombrée, **Fig. IV.1 et Fig. IV.12**). La déformation serait donc ici distribuée dans la zone de *necking*, qui serait la zone mécaniquement la plus faible du système marge-bassin ; elle ne se propagerait pas au large à la transition avec le domaine océanique et dans le domaine océanique, mais pas non plus dans la zone où la croûte est la plus amincie, immédiatement avant la transition avec le domaine océanique, plus résistantes. Cette observation contraste avec d'autres marges comme la marge du Liban (**Carton et al., 2009**) ou la marge nord-Ligure, où des failles crustales sont observées dans le domaine continental le plus aminci (**Larroque et al., 2011 ; Sage et al., 2013 et 2014**) et dans le secteur de la TOC, voire localement dans le domaine océanique plus au large (**Sage et al., 2013 et 2014**), comme l'indique par ailleurs une sismicité active jusqu'au centre du bassin Ligure (**Béthoux et al., 1992 ; Larroque et al., 2011**). De même au large de la Kabylie, des structures inverses décalent le socle bien au-delà du pied de pente, dans tout le domaine continental très aminci qui s'étend vers le nord à plusieurs dizaines de kilomètres de la marge (**Beslier et al., 2013 ; Aidi et al., 2014**), même si

là aussi le domaine de la pente continentale, de profil convexe et aux sédiments Plio-Quaternaire instables, semble également déformée.

La concentration de la déformation dans la zone de necking implique que sous le segment oriental au moins, cette zone est la zone la plus déformable du système marge-bassin (**Fig. IV.12**). Nous avons vu que là où la déformation semble la plus forte, au large de la Baie d'Annaba, la croûte continentale est aussi la plus mince de ce segment de marge, là où elle est recouverte par ~5 km de sédiments.



**Figure IV.12.** Coupe schématique de la marge est-algérienne au large de la baie d'Annaba représentée : (a) avant la réactivation de la marge (durant le dépôt de l'unité UU, au Messinien). Le flysch (en marron) s'est mis en place sur la marge au cours du Miocène pré-Messinien, suite à la collision du bloc AlKaPeCa (en vert) avec la marge africaine (en bordeaux). La zone de suture de la collision est située en mer, sous la partie amont de la marge (elle n'est pas identifiée sur nos données). Le flysch donne à la marge sa morphologie, par ailleurs remodelée par l'érosion Messinienne. La TOC ne semble pas caractérisée par un domaine particulier ; on passerait directement du domaine continental aminci au domaine océanique (b) à l'actuel. La déformation liée à la réactivation de la marge se localise essentiellement dans la zone de necking. En bordure du bassin, la déformation n'affecte pas (ou très peu) le socle. Elle est liée à l'émergence, en pied de pente, des failles situées sous la pente.

Il est donc possible que dans la zone plus fortement déformée au large de la Baie d'Annaba, la zone de necking joue le rôle de zone de faiblesse en raison d'une croûte particulièrement mince et d'une lithosphère peu résistante à cet endroit, ne propageant peu ou pas les contraintes vers le domaine océanique. La déformation de la marge profonde semble plus variable au large du segment occidental, là où la croûte est localement épaissie par le magmatisme Miocène. Ceci suggère un rôle du dôme qui pourrait modifier localement la réponse de la marge à la compression. La déformation étant faible en bordure du bassin profond et sous la marge dans ce secteur, il est possible qu'une partie de la déformation accommodant la convergence se situe plus en amont, voire à terre. Une surrection du proche arrière-pays pourrait en effet expliquer la présence des fortes incisions Plio-Quaternaires observées le long du segment occidental, qui contraste avec l'absence d'incision au large de la baie d'Annaba.

Par ailleurs à l'est de la zone, où là aussi la déformation semble moindre, il est possible que la distribution de la déformation soit influencée par l'inflexion vers le nord des structures du système marge-bassin à l'approche du Canal de Sardaigne. Mais n'ayant pas de données plus à l'est, il n'est pas possible de préciser ce point dans ce travail. Quoiqu'il en soit, ces résultats montrent que même à l'échelle de la zone d'étude qui concerne seulement 120 km de marge, on observe une variabilité latérale des modalités de reprise en compression (localisation et intensité) de la marge qui s'avère être de trop courte longueur d'onde pour être expliquée par une variabilité des conditions aux limites. Cette segmentation de la déformation récente est donc plus probablement liée à une segmentation de la structure de la croûte sous-jacente, qui se traduit au premier ordre par des variations d'épaisseur crustale telles que nous avons pu les mettre en évidence, mais également des changements de rhéologie qui en découlent ou encore d'orientation des structures héritées. Cette segmentation pourrait en partie être liée à une segmentation originelle de la marge acquise durant sa formation et sa migration vers le S - S-E, comme le suggèrent les petits bassins individualisés par **Arab et al. (2014)** dans le domaine de la croûte continentale très amincie du pied de pente.

En conclusion, tout au long de la marge est-algérienne, la déformation semble globalement moins développée en bordure de bassin que dans la partie centrale de la marge des secteurs de Tipaza ou de la grande Kabylie, ce qui est indiqué par la déformation moindre observée mais aussi par la flexure modérée de la lithosphère du bassin profond à l'approche de la marge ou encore par une sismicité globalement plus faible. Sur une grande moitié de la marge est-algérienne allant du dôme (DO) à la bordure est de la zone de travail, la déformation se

localise sous la pente, impliquant le soulèvement et l'avancée de celle-ci par rapport au bassin. Plus à l'ouest, au large de la partie centrale de la marge algérienne, la déformation affecte le domaine de croûte continentale très aminci beaucoup plus au large. Toutefois, la flexure du bassin profond à l'approche de la marge concerne tout le bassin profond jusqu'au pied de pente (**Auzende et al., 1975 ; Leprêtre, 2013 ; Hamai et al., 2014**). Ceci suggère que la lithosphère continentale amincie est solidaire du domaine océanique, et que la rupture lithosphérique initiale du système marge-bassin marquant une subduction naissante tendrait à se localiser tout au long de la marge en pied de pente plutôt qu'à la limite continent-océan, en lien avec la zone de necking (**Fig. IV.12**). Si tel est le cas, il faudrait envisager d'écailler d'abord l'ensemble de la croûte continentale très amincie du bassin profond, que la flottabilité empêcherait d'entrer en subduction, avant de pouvoir réellement subduire le domaine océanique adjacent.

***Chapitre V :***  
*Synthèse et conclusion*





## V. Synthèse et conclusion

---

Ce travail a permis, pour la première fois, d'explorer la structure crustale profonde de la partie la plus orientale de la marge algérienne (région d'Annaba), ainsi que celle du bassin est-algérien adjacent. Les données de sismique grand-angle acquises le long d'un grand profil terre-mer N-S acquis durant la campagne SPIRAL et situé immédiatement à l'ouest d'Annaba ont été modélisées par tomographie des premières arrivées d'une part, et par modélisation directe des ondes réfractées et réfléchies d'autre part. L'utilisation conjointe d'un ensemble de données de sismique réflexion à différentes résolutions provenant des campagnes MARADJA/SAMRA et SPIRAL, et de profils fournis par la SONATRACH, ainsi que de données gravimétriques et magnétiques ont par ailleurs permis d'apporter des contraintes complémentaires, l'ensemble des résultats apportant des informations nouvelles sur la nature de la croûte et les limites des grands domaines lithosphériques en présence. Ce travail met ainsi en évidence :

- Une lithosphère océanique dans le bassin est-algérien, au-delà de ~20 km de pied de pente. Les modèles de vitesse montrent une croûte constituée de deux couches présentant une épaisseur totale de ~5.5 km. Le gradient de vitesse est fort dans la première couche épaisse de 2.2 km, qui présente des vitesses comprises entre 4.8 et 6.0 km/s, et plus faible dans la seconde, avec des vitesses comprises entre 6.0 et 7.1 km/s et une épaisseur de 3.3 km. Le modèle de vitesse forward est en tous points similaires à celui de Jijel situé 170 km à l'ouest, suggérant une croûte océanique de même nature pour l'ensemble du bassin est-Algérien. Sur le profil d'Annaba, la modélisation des ondes S et le calcul du rapport  $V_p/V_s$  donne de plus la valeur du coefficient de Poisson dans la croûte inférieure, de 0.28, attestant d'une composition à dominante gabbroïque de cette dernière. La similitude des caractéristiques de la croûte avec celle établie le long de la Ride de Mohn (**Klingelhoeffer et al., 2000b**) suggèrent une accréation lente et chaude conduisant à une production magmatique faible mais régulière et continue dans le bassin est-algérien, par ailleurs caractérisé par les seules anomalies magnétiques clairement organisées de la Méditerranée occidentale (**Schettino et Turco, 2006**).

- Une lithosphère continentale amincie, sous la marge, la croûte continentale présentant un amincissement de ~15 km sur une distance de 35 km. Cet amincissement se fait de manière progressive et se distribue sur les parties supérieures et inférieures de la croûte. Cette géométrie régulière suggère qu'il s'agit d'un segment de marge divergente, formé à l'arrière du bloc AlKaPeCa ici représenté par le massif de l'Edough. Il s'agit du seul segment

typiquement divergent mis en évidence le long de la marge algérienne à partir des travaux SPIRAL. Nous mettons par ailleurs en évidence des variations d'épaisseur crustales longitudinales sous la marge. D'une part un épaissement d'origine magmatique forme le prolongement en mer le massif du Cap de Fer sous le segment occidental de la marge est-algérienne. D'autre part un amincissement crustal est observé à partir des données de sismique réflexion sous le segment oriental de cette marge entre le massif de l'Edough et l'île de la Galite située dans le Canal de Sardaigne. Enfin, nous interprétons un ensemble d'écailles stratifiées et déformées observées sous la surface d'érosion Messinienne du segment oriental de la marge comme des flyschs allochtones, sédiments hérités du bassin Téthysien et mis en place sur la marge par rétro-charriage suite à la collision, dans la continuité des flyschs affleurant largement à terre dans la zone d'Annaba.

• La transition océan-continent, large d'une vingtaine de kilomètres en bordure du bassin profond, montre des vitesses intermédiaires entre les vitesses des domaines continental et océanique, sans toutefois présenter les caractéristiques typique d'un domaine transitionnel de nature spécifique comme il en existe sur les marges soit fortement magmatiques, soit très peu magmatique. Ces résultats suggèrent que comme le long du reste de la marge nord-algérienne, la limite continent-océan est abrupte, sans domaine transitionnel particulier. Nous situons cette transition à ~20-25 km au nord du pied de pente, en accord avec les résultats d'**Arab et al. (2014)** qui étend la présence de sédiments syn-rift jusque-là, la transition marquant une inflexion vers le nord à l'approche du Canal de Sardaigne.

Nous avons utilisé ces nouvelles images à l'échelle crustale et la distribution des anomalies magnétique dans le bassin profond pour discuter les modèles d'évolution géodynamique et de reconstruction cinématique proposés dans la littérature pour l'ouverture du bassin est-algérien. Les observations nous semblent incompatibles avec les modèles d'ouverture du bassin algérien en deux temps proposant une formation post-collisionnelle de ce bassin. En effet ces modèles impliqueraient l'existence dans le bassin profond d'une paléo-subduction à la bordure est du bassin (**Cohen, 1980**) ou d'une zone transformante plus ou moins parallèle à la marge est-algérienne (**Mauffret et al., 2007**), dont nous n'avons aucun indice. Nos résultats nous semblent par contre compatibles avec les modèles cinématiques d'ouverture du bassin est-algérien proposant une ouverture océanique progressive contemporaine de la migration vers le sud et le sud-est du bloc AlKaPeCa, avant qu'il ne soit immobilisé par la collision avec la marge africaine. L'orientation NW-SE de l'axe d'accrétion, donnée par le pattern des anomalies magnétiques du bassin, était alors plus au

moins perpendiculaire à la fosse de subduction, présentant ainsi une configuration inhabituelle pour l'ouverture des bassins arrière-arc. Cette configuration atypique pourrait s'expliquer par la dislocation et l'expansion selon une géométrie de plus en plus arquée de l'arc européen faisant migrer le bloc Corso-Sarde vers l'est et le bloc Kabyle vers le sud. Le modèle d'ouverture du bassin en *portes de saloon* proposé par **Martin (2006)**, qui explique l'ouverture triangulaire du bassin est-algérien comme une accommodation de la propagation de deux rifts situés en vis à vis dans des directions opposées (en l'occurrence les bassins liguro-provençal et est-algérien), nous semble pouvoir rendre compte de ces conclusions. Sous ce bassin, une déchirure du slab en réponse aux déplacements divergents des blocs Corso-Sarde et Kabyle pourrait expliquer un magmatisme plus chaud et plus continu qu'ailleurs en Méditerranée occidentale, aboutissant à la formation d'une croûte de type « Ride de Mohn ».

Ainsi, l'ouverture des bassins ouest- et est-algérien ne se ferait pas symétriquement de part et d'autre de la collision frontale du domaine central algérien. Les résultats de SPIRAL montrent que le bassin ouest-algérien s'ouvre postérieurement à la collision alpine maghrébine par déchirure et migration d'un slab étroit vers l'ouest et parallèlement à la marge, impliquant la formation d'une marge de type STEP et un contact coulissant tout au long de la marge par ailleurs identifiés sur les données (**Leprêtre et al., 2013 ; Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015**). Au contraire, le bassin est algérien s'ouvrirait quant à lui juste avant la collision et/ou au tout début de celle-ci. Ainsi en bordure sud du bassin, l'accommodation de l'ouverture océanique ne s'effectuait pas le long d'un contact coulissant franc comme à l'ouest, mais par une dislocation de l'arc européen encore capable de s'étendre. Cette phase d'extension a pu se faire par le jeu de des failles normales et/ou coulissantes imprimant une segmentation courte longueur d'onde d'AlKaPeCa compatible avec les observations de détail effectuées par **Arab et al. (2014)** en bordure du bassin profond est-algérien. Elle justifierait l'absence de STEP-fault le long de la marge est-algérienne et la présence d'une croûte particulièrement amincie sous la marge entre l'Edough et l'île de la Galite. Le profil de sismique grand-angle d'Annaba marquerait la limite entre un segment occidental qui formerait la limite occidentale du domaine de collision frontale des Kabylie, et un domaine oriental marqué par la déchirure et migration du slab vers l'est.

La réactivation récente du système marge-bassin à l'est de l'Algérie est déduite des données de sismique disponibles à toutes les résolutions. Le degré de déformation est variable le long de la marge est-algérienne, la déformation étant maximum au large de la baie d'Annaba, dans le secteur où croûte continentale est la plus mince, et où elle semble se

concentrer sous la marge profonde, dans la zone de striction de la lithosphère montrant les plus forts dénivelés au toit et à la base de la croûte. La déformation se traduit ici par un décalage sous la pente profonde de l'unité Messinienne supérieure UU, quelques plis de faible ampleur à la limite pente supérieure/pente inférieure, et un profil de pente nettement convexe des marqueurs Messinien et du fond de la mer. En subsurface, nous n'observons pas l'émergence de structures inverses mais un ensemble de petites failles normales de faible continuité latérale que nous interprétons comme des indices d'affaissement gravitaire du flysch allochtone sur une pente accrue par la déformation compressive sous-jacente. Ce flysch ne permettrait pas la propagation des structures inverses vers la surface, le matériau le constituant, très déformé et déformable, découplant la déformation. La déformation observée en bordure du bassin profond et déjà décrite à partir des données haute-résolution des campagnes MARADJA2/SAMRA (**Domzig, 2006 ; Kherroubbi et al., 2009**) n'impliquerait pas une déformation du socle mais seulement des sédiments à l'émergence en pied de pente des structures compressives de la marge. La déformation est plus faible vers l'est à l'approche du Canal de Sardaigne, et vers l'ouest sous le segment de marge occidental, où elle montre par ailleurs des variations d'ampleur de courte longueur d'onde. Ces variations locales nous semblent pouvoir être attribuées aux variations de la structure crustale sous-jacente, incluant la transition au domaine continental du Canal de Sardaigne pour l'est de la zone d'étude.



## ***Références bibliographiques***



## Références bibliographique

**Abbassene, F., Ouabadi, A., Chazot, G., et Bellon, H., 2013.** Le magmatisme miocène de la marge Algérienne ; secteur oriental de Chetaïbi-Cap de fer : données nouvelles. 3MA8, Marrakech, Maroc.

**Abbassene, F., Ouabadi, A., Chazot, G., Bellon, H., Maury, R., and Bruguier, O., 2014.** Geodynamic implications of Collo-Bougaroun Miocene magmatic complex (Eastern Algerian margin): a review of U-Pb, K-Ar chronology and geochemistry. EGU2014-11322.

**Affoun, S., 2006.** Ressources en eaux, mobilisation et utilisation dans le bassin versant de la Mafragh, Mémoire de Magistère, université de Constantine, Algérie.

**Alfilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L., and Shimamura, H., 2008.** From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38°N. Tectonophysics (458), 9–50.

**Agudelo, W., Ribodetti, A., Collot, J.-Y., et Operto, S., 2009.** Joint inversion of ultrachannel seismic reflection and wide-angle seismic data: Improved imaging and refined velocity model of the crustal structure of the north Ecuador–south Colombia convergent margin, Journal of Geophysical Research, Solid Earth, vol. 114, pp. B02306.

**Aidi, C., Beslier, M.O., Yelles-Chaouche, K., Ribodetti, A., Bracene, R., Schenini, L., Djellit, H., Sage F., Déverchère, J., Medaouri, M., Klingelhoefer, F., Abtout, A., Charvis, P and Bounif, A., 2013.** Tectonic Inversion of the Algerian Continental Margin off Great Kabylia (North Algeria) Insights from new MCS data (SPIRAL cruise). European Geosciences Union , Vienna , Austria ,29 April ,2014. Vol. 16, EGU2014-14570-1.

**Al-Yahya, K., 1989.** Velocity analysis by iterative profile migration. Geophysics, 54 :718–729.

**Amirat, S., 2012.** Diagnostic de la pollution des ressources hydriques dans les sous bassins versants du sud-est de l'Edough. Mémoire de Magistère université d'Annaba, Algérie.

**Alvarez, W., Coccozza, T., and Wezel, F.C., 1974.** Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal, Nature, 248, 309-314.

**Arab, M., Rabineau, M., Bracene R., Déverchère, J., Belhai, D., Roure, F., Marok, A., Bouyahiaoui, B., Granjeon, D., Andriessen, P., and Sage, F., 2014.** Origin and Tectono-Sedimentary Evolution of the Eastern Algerian Basin (offshore) from Upper Oligocene to Present-Day. Submitted for publication in Basin Research Journal.

**Argus, D.F., and Gordon, R.G., 1991.** No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. Geophysical Research Letters 18: doi: 10.1029/91GL01532. issn: 0094-8276.

**Atif, K.F.T., Bessedik, M., Belkebir, L., Mansour, B., and Saint-martin, J.P., 2008.** Le passage Mio-pliocène dans le bassin de chélif (Algérie). Biostratigraphie et paléoenvironnements. Geodiversitas, 30 (1), pp 97-116.

**Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhoefer, K., Géli, L., Crozon, J., Lin, J., and Sibuet, J.C., 2004.** MicroBS :a new generation of bottom seismometer., First Break, 22, 41–47.

**Augliera, P., Béthoux, N., Déverchère, J., Eva, C., 1994.** The Ligurian Sea: new seismotectonic evidence. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 36, 363-380.

- Autin, J., Leroy, S., Beslier, M.-O., d'Acremont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Robin, C. et Al Toubi, K., 2009.** Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman), *Geophysical Journal International*, vol. 180, n°2, pp. 501-519,
- Auzende, J.M., Olivet, J.L., and Bonnin, J., 1972.** Une structure compressive au nord de l'Algérie. *Deep-Sea Research*, Vol.19, 149-155.
- Auzende, J.M., Bonnin, J., and Olivet, J.L. 1975.** La marge nord-africaine considérée comme marge active. Art N° 257- contribution COB N° 338, 681-690.
- Auzende, J. M., 1978.** Histoire Tertiaire de la Méditerranée occidentale, thesis, Paris VII University, 232p.
- Avedik, F., Renard, V., Allenou, J., and Morvan, B., 1993.** "Single bubble" air-gun array for deep exploration, *Geophysics*, 58, 366–382.
- Ayadi, A., Maouche, S., Harbi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Oussadou, F., Mahsas, A., Benouar, D., Heddar, A., Rouchiche, Y., Kherroubi, A., Frogneux, M., Lammali, K., Benhamouda, F., Sebaï, A., Bourouis, S., Alasset, P.J., Aoudia, A., Cakir, Z., Merahi, M., Nouar, O., Yelles, A., Bellik, A., Briole, P., Charade, O., Thouvenot, F., Semmane, F., Ferkoul, A., Deramchi, A. and Haned, S.A., 2003.** Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos Trans. AGU*, 84(50), 561-568.
- Ayadi, A., Dorbath, C., Ousadou, F., Maouche, S., Chikh, M., Bounif, M. A., and Meghraoui, M., 2008.** Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model. *J. Geophys. Res.*, 113, B09301, doi: 10.1029/2007JB005257.
- Bache, F., Oliver, J.L., Gorini, I C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., and Suc, J.P., 2009.** Messinian erosional and salinity crisis View from the Provence basin (Gulf of Lions, western Mediterranean). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 286, 1-2, 139-157.
- Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsì, M., Ribodetti, A., Benaissa, Z., Klingelhoefer, F., Medaouri, M., & Beslier, M.O., 2015.** Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction– transform edge propagator?. *Geophys. J. Int.* 200, 1029-1045.
- Barbier, F., and L. P. X. Duverge, J. 1986.** Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implication sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale, *Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 105–121.
- Basile, C., Mascle, J., Popoff, M., Bouillin, J.P., and Mascle, G., 1993.** The Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: a marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics* 222, 1-19.
- Behrendt, J. C., Henderson, J. R., Meister. L. J. and W. Rainbo. L. J., 1974.** Géophysical investigations of the Pensacola mountains and adjacent glacierized area of antarctica. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 844, 27 pp.
- Belabbès S., 2008.** Tectonique active et géodynamique le long de l'Atlas Tellien Etude des soulèvements côtiers. Thèse de Doctorat de l'université, ULP, Strasbourg, 234 p.
- Belantour, O., 2001.** Le magmatisme miocène de l'Algérois : chronologie de mise en place, pétrologie et implications géodynamiques. Thèse de doctorat, USTHB, Alger.

- Belayouni, H., Brunelli, D., Clocchiatti, R., Di Staso, A., El Hassani, I.A., Guerrera, F., and Kassaa, S., 2010.** La Galite Archipelago (Tunisia, North Africa): Stratigraphic and petrographic revision and insights for geodynamic evolution of the Maghrebian Chain Journal of African Earth Sciences 56, 15–28.
- Ben-Avraham, Z., Ginzburg, A., Makris, J., and Eppelbaum, L., 2002.** Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean, Tectonophysics, 346, 23-43.
- Benhallou, H., 1985.** Les Catastrophes Séismiques de la Région de Chélif dans le contexte de la Séismicité Historique de l'Algérie, thèse de Doctorat Es-Sciences, IST-USTHB, Alger, Algérie.
- Benouar, D.,** The seismicity of Algeria and Adjacent Regions During the Twentieth Century, Ph.D. Thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, 1993, 712 pp.
- Béthoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva, C., Feignier, B., Nicolas, M. & Granet, M., 1992.** – A closing Ligurian sea? – Pure and Applied Geophysics, 139, 2, 179-194.
- Bethoux, N., Tric, E., Chery, J., Beslier, M.O., 2008.** Why is the Ligurian Basin (Mediterranean Sea) seismogenic? Thermomechanical modeling of a reactivated passive margin. Tectonics, vol. 27, TC5011, doi:10.1029/2007TC002232.
- Beslier, M.O., 1990.** Formation des marges passives et remontée du manteau : Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la galice. Thèse de doctorat de l'université de Paris 6. 267 pages.
- Beslier, M. O., Bitri, A., and Boillot, G., 1995.** Structure of the ocean continent transition on a passive continental-margin - multichannel seismic-reflection in the Iberia Abyssal-Plain (Portugal), Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Série II, 320 (10), 969–976.
- Beslier, M.O., Aidi, C., Yelles-Chaouche, K., Ribodetti, A., Bracene, R., Schenini, L., Djellit, H., Sage F., Déverchère, J., Medaouri, M., Klingelhofer, F., Abtout, A., Charvis, P and Bounif, A., 2013.** Tectonic Inversion of the Algerian Continental Margin off Great Kabylia (North Algeria) Insights from new MCS data (SPIRAL cruise). American Geosciences Union, United state of America, California, AGU Full Meeting .T21A2529B.
- Berkhout, A. J., and Verschuur, D.J., 1997.** Estimation of multiple scattering by iterative inversion; Part 1, Theoretical considerations, Geophysics, 62 (5), 1586–1595, doi: 10.1190/1.1444261.
- Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Toomey, D. R., Harnafi, M., Dàvila, J. M., and Gallart, J., 2013.** Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging, Earth Planet. Sci. Lett., 368, 51–60, doi:10.1016/j.epsl.2013.02.024.
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., and Stephan, J.-F. 2004.** Déformations pliocènes de la marge nord-ligure (France): les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 175(2), 197-211.
- Billi, A., Presti, D., Faccenna, C., Neri, G., Orecchio, B., 2007.** Seismotectonics of the Nubia plate compressive margin in the south-Tyrrhenian region, Italy: clues for subduction inception. J. Geophys. Res. 112, B08302. doi:10.1029/2006JB004837.
- Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., and Serpelloni, E., 2011.** Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean, *Bull. Soc. Géol. de France*, 182 (4), 279–303.



**Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martinez-Martinez, J.M., and Grevemeyer, I., 2007.** Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alboran Sea, western Mediterranean, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8 (10), doi :10.1029/2007GC001639.

**Bouaziz, S., Jedoui, Y., Barrier, E. and Angelier, J., 2003.** Néotectonique affectant les dépôts marins tyrrhéniens du littoral sud-est tunisien : implications pour les variations du niveau marin. *Comptes Rendus Géosciences* Volume 335, Issue 2, Pages 247-254.

**Boubaya, D., 2006.** Etude géophysique multi-méthodes du nord est Algérien: implications sur le lien entre le diapirisme salifère et l'extension de la couverture "thin-skinned extension". Mém de magis. USTHB university, Algiers, 140p.

**Boillot, G., Comas, M.C., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J.P., Malod, J.A., Mougenot, D., and Moullade, M., 1986.** Fouds sous-marins basaltiques et ultramafiques au pied d'une marge stable. Résultats préliminaire de la campagne Galinaute (prolongée du submersible nautil à l'ouest de l'Espagne). *C.R.Acad. Sci. Paris*, 303, II 19, 1719-1724.

**Boillot, G., Huchon, P., et Lagabrielle, Y., 2008.** Introduction à la géologie. La dynamique de la Terre, 4<sup>ème</sup> édition. 226p.

**Boudiaf, A., 2006.** Étude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie), thèse d'État, Montpellier, 1996, 274 p.

**Bougrine, A., Nocquet, J.M., Yelles-Chaouche, K., Lammali, K., 2013.** First GPS results in the Oran area (northwestern Algeria). International symposium 2013: the large Mediterranean earthquakes : from past to present.

**Bouillin, J. P., D. Delga, M., Gelard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D., Tefiani, M., and Vila, J.M., 1970.** Definition of a Massylian flysch and a Mauretanian flysch in heart of allochthon flysch of Algeria, *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Séances De L'Académie Des Sciences Série D*, 270 (19), 22-49.

**Bouillin, J.P., 1979.** La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une region-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mém. Soc. Géol. France*, N.S., LVII, 1978, *Mém. N° 135*, parution 1979, Paris.

**Bouillin, J. P., 1986.** Le bassin Maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, *Bulletin De La Société Géologique De France*, 8 (4), 547–558.

**Bouillin, J.-P., Poupeau, G., Tricart, P., Bigot-cormier, F., Mascare, G., Torelli, L., and l'équipe scientifique embarquée 1998.** Premières données thermo-chronologiques sur les socles sarde et kabylo-péloritain submergés dans le canal de Sardaigne (Méditerranée occidentale). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, 326, 561-566.

**Boukrouh, F. 2006.** Etude géologique des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma. Mémoire de Magistère, université de Constantine, Algérie.

**Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhofer, F., Yelles-Chaouche, K., Shnurle, P., Marok, A., Deverchere, J., Arab, M., Galves, A., Collot, J.Y., 2014.** Crustal structure on Eastern Algerian margin and adjacent deep basin, implication for late Cenozoic geodynamic evolution of western Mediterranean. *GJI revue submitted*.

**Bracène, R., 2001.** Géodynamique du Nord de l'Algérie : impact sur l'exploration pétrolière. Thesis, Cergy-Pontoise university, 101p.

- Bracene, R., and Frizon De Lamotte, D., 2002.** The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversion, *Tectonophysics*, 357 (1-4), 207–226.
- Bradshaw, A., and Ng, M., 1987.** Multiple attenuation by parabolic stack Radon transform: Geo-X Systems internal paper.
- Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., and Caby, R., 2009.** Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical Geology* 261, 192-184.
- Brun, J.P., and Choukroune P., 1983.** Normal faulting, block tilting, and décollement in a stretched crust. *Tectonics* Volume 2, Issue 4, pages 345–356.
- Brun, J. P., and Beslier, M.O., 1996.** Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 142 (1-2), 161–173
- Brun, J. P., 1999.** Narrow rifts versus wide rifts : inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A.*, 357 (1753), 695–712, doi :10.1098/rsta.1999.0349.
- Buck, W. R., 1991.** Modes of continental lithospheric extension, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 96 (B12), 20161–20178, doi :10.1029/91JB01485.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., and Pro, C., 2004.** Seismic sources on the Iberia- African plate boundary and their tectonic implications. *Geodynamics of Azores-Tunisia*, Volume 161; 3: Basel, Switzerland, Birkhaeuser Verlag, p. 623-646.
- Caby, R., Hammor, D., and Delor, C., 2001.** Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west Mediterranean orogen, eastern Algeria. *Tectonophysics* 342, 239–273.
- Calahorrano, A., Sallares, V., Collot, J. Y., Sage, F., et Ranero, C., 2008.** Nonlinear Variations of the Physical Properties along the Southern Ecuador Subduction Channel: Results from Depth-Migrated Seismic Data. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 453-467.
- Calais, E., DeMets, C., Nocquet, J.-M., 2003.** Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia–Eurasia North America plate motions ? *Earth Planet. Sci. Lett.* 216, 81–92.
- Camera L., Ribodetti A. et Mascle J., 2010.** Deep structures and seismic stratigraphy of the Egyptian continental margin from multichannel seismic data, *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 341, pp. 85-97, in C. Homberg and M. Bachmann (Eds).
- Camerlenghi, A., Accettella, D., Costa, S., Lastras, G., Acosta, J., Canals, M., and Wardell, N., 2009.** Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, Western Mediterranean Sea, *International Journal of Earth Sciences*, 98 (4), 735–750.
- Cannat, M., 1993.** Emplacement of mantle rocks in the Seafloor at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research* 8 (NB3) : 4163-4172.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R, Spakman, W., and Sabadini, R., 1998.** The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 651–665.

- Carminati, E., Lustrino, M., and Doglioni, C., 2012.** Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.026.
- Carlson, R., and Miller, D., 1997.** A new assessment of the abundance of serpentinite in the oceanic crust. *Geophysical Research Letters* 24: doi: 10.1029/97GL00144. issn: 0094-8276.
- Carton, H., Singh, S. C., Tapponnier, P., Elias, A., Briais, A., Sursock, A., Jomaa, R., King, G. C. P., Daeron, M., Jacques, E., and Barrier, L 2009.** Seismic evidence for Neogene and active shortening offshore of Lebanon (Shalimar cruise), *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114 (B7), doi : 10.1029/2007JB005391.
- Capron, A., Déverchère, J., Gaullier, V., Le Roy, P., Mercier De Lépinay, B., Yellès, A.K., 2011.** Algerian margin. In : **Lofi, J., Déverchère, J et al., Eds.**, Seismic atlas of the Messinian salinity crisis markers in the offshore Mediterranean domain. – CCGM & *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 179, 72 p.
- Cattaneo A, Babonneau N, Dan G, Deverchère J, Domzig A, Gaullier V, De lépinay B.-M, Nougès A, Storzynski P, Sultan N & Yellès A.-K., 2009.** Submarine Landslides Along the Algerian Margin: A Review of Their Occurrence and Potential Link with Tectonic Structures. D.C. Mosher et al. (eds.).in *Submarine Mass Movement and Their Consequences*, Mosher DC., Ship C., Moscardelli L., Chaytor J., Baxter C., Lee H. & Urgeles R. (Eds.), vol 28, pp.515-526.
- Chian, D., and Loudon, K.E. 1994.** The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin, *J. Geophys. Res.*, 99, 9117-9135.
- Chian, D., Loudon, K.E., and Reid, I., 1995.** Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic rifted margins, *J. Geophys. Res.*, 100, 24239-24253.
- Chian, D. P., Loudon, K. E., Minshull, T. A., and Whitmarsh, R. B., 1999.** Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104 (B4), pages 7443–7462.
- Chiarabba, C., De Gori, P., Speranza, F., 2008.** The Southern Tyrrhenian subduction zone: deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution. *Earth Planet Sci Lett* 268:408–423.
- Chikhi Aouimeur, F., 1980.** Les rudistes de l’Aptien supérieur de Djebel Ouenza (Algérie, Nord-Est) : thesis, USTHB university, Algiers, Algeria, 111p.
- Choi, H., Hong, T., He, X., and Baag, C., 2012.** Seismic evidence for reverse activation of a paleorifting system in the East Sea (Sea of Japan), *Tectonophysics*, 572-573, 123–133, doi :10.1016/j.tecto.2011.12.023.
- Christensen, N. I and Mooney, W.D., 1995.** Seismic velocity structure and composition of the continental crust - A global view, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100 (B6), 9761–9788.
- Chomakov, I.S., 1973.** Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt. In : **Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., and Cita, M.B.** Eds, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., XIII.* – Washington, D.C., U.S. Govt. Print. Off., 1242-1243.
- CIESM., 2008.** The Messinian salinity crisis from mega-deposits to microbiology – A consensus report. In : **F. BRIAND, Ed.** – 33ème *CIESM Workshop Monographs*, Monaco, 33, 91-96.

- Clauzon, G., 1973.** The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In : **Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., and Cita, M.B.** Eds, Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **XIII**. – Washington, D.C., U.S. Govt. Print. Off., 1251-1256.
- Cloetingh, S., Wortel, R., and Vlaar, N. J., 1989.** On the initiation of subduction zones, *Pure and Applied Geophysics*, 129 (1-2), 7–25, doi :10.1007/BF00874622.
- Cloos, M., 1993.** Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis; subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 715-737.
- Cohen, C.R., 1980.** Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean, *Tectonophysics*, 68, 283-311.
- Cohen, J. K., and Stockwell, J. W., 2003.** Seismic Unix Release 37: A free package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Collot, J.Y., Marcailloux, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.A., Spence, G., 2004.** Are rupture zone limits of great subduction earth quakes controlled by upper plate structures ? Evidence from MCS data ackuired across the Northen Equador-South West Colombia margin. *J. Geophys. Res.*, 109, B11, 10.1029/2004JB003060 - B11103.
- Collot, J.-Y., Lamarche, G., Wood, R.A., Delteil, J., Sosson, M., Lebrun, J.-F., and Coffin, M.F. 1995.** Morphostructure of an incipient subduction zone along a transform plate boundary: Puysegur Ridge and Trench, *Geology*, 23(6), 519-522.
- Collot, J.Y., Agudelo, W., Ribodetti A., et Marcaillou, B., 2008.** Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional nort Ecuador-south Colombia oceanic argin, *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, vol. 113, pp. B12102, 2008.
- Contrucci, I., Nercessian, A., Bethoux, N., Mauffret, A., and Pascal, G., 2001.** A Ligurian (Western Mediterranean Sea) geophysical transect revisited, *Geophysical Journal International*, 146 (1), 74– 97, doi :10.1046/j.0956-540x.2001.01418.x.
- Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Géli, L., Klingelhofer, F., Nouzé, H, Aslanian, D., Olivet, J.L., Réhault, J.P and Sibuet, J.C. 2004.** Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaire, Angola), between 5 degrees S and 8 degrees S, from reflection/refraction seismics and gravity data *Geophysical Journal International*, 158(2): 529-553.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., and Watts, A.B., 1999.** The origin and tectonic history of the Alboran basin : insights from Leg 161 results, in : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited by R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus, Vol. 161.
- Cormier, M.H., Detrick, R.S., and Purdy, G.M., 1984.** Anomalously thin crust in oceanic fracture zones: new seismic constraints from the Kane fracture zone, *J. geophys. Res.*, 89, 10249-10266.
- Courboux, F., Larroque, C., Deschamps, A., Kohrs-Sansorny, C., Gélis, C., Got, J.L., Charreau, J., Stéphan, J.F., Béthoux, N., Virieux, J., Brunel, D., Maron, C., Duval, A.M., Perez, J.L., Mondielli, P., 1997.** Seismic hazard on the French Riviera : observations, interpretations and simulations. *Geophys. J. Int.* 170, 387–400. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03456.x.
- Cramez, C., and Jackson, M.P.A., 2000.** Superposed deformation straddling the continental-oceanic transition in deep-water Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 1095-1109.

- Crane, K., and Ballard, R.D., 1981.** Volcanics and structure of the famous narrowgate rift: Evidence for cyclic evolution: AMAR 1. *Journal of Geophysical Research* 86: doi: 10.1029/JB086iB06p05112. issn: 0148-0227.
- Crawford, W. C., Wiens, D. A., Dorman, L. M., and Webb, S. C., 2003.** Tonga Ridge and Lau Basin crustal structure from seismic refraction data, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108 (B4). doi:10.1029/2001JB001435.
- Crosby, A.G., White, N.J., Edwards, G.R.H., Thompson, M., Corfield, R., and Mackay, L., 2011.** Evolution of deep water rifted margins: Testing depth- dependent extensional models. *TECTONICS*, VOL. 30, TC1004, doi:10.1029/2010TC002687.
- Daëron, M., 2005.** Rôle, cinématique et comportement sismique à long terme de la faille de Yammoûneh, Thèse de doctorat, 178 pp., Institut de Physique de Globe de Paris.
- D'Agostino, N. and Selvaggi, G., 2004.** Crustal motion along the Eurasia- Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, B11 402, doi:10.1029/2004JB002998.
- De Asti, G., Kempton, P. D., and Peccerillo, A., 2006.** Trace element and isotopic variations from Mt. Vulture to Campanian volcanoes: constraints for slab detachment and mantle inflow beneath southern Italy, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151, 331-351.
- Dean, S. M., Minshull, T. A., Whitmarsh, R. B., and Loudon, K. E., 2000.** Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia abyssal plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40 degrees 20'N, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105 (B3), 5859–5885
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., 1994.** Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191–2194.
- Dessa, J. X., Simon, S., Lelievre, M., Beslier, M. O., Deschamps, A., Bethoux, N., Solarino, S., Sage, F., Eva, E., Ferretti, G., Bellier, O., and Eva, C., 2011.** The GROSMarin experiment : three dimensional crustal structure of the north Ligurian margin from refraction tomography and preliminary analysis of microseismic measurements, *Bulletin De La Société Géologique De France*, 182 (4), 305–321.
- Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., De Lepinay, B.M, Bouillin, J.P., Gaullier, V., Bracene, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., and Dan, G., 2005.** Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophysical Research Letters*, 32 (4). doi:10.1029/2004GL021646.
- Déverchère, J., 2010.** Quelques réflexions sur l'inversion des marges passives, l'initiation des subductions, et les spécificités de la marge Algérienne. *Geomag, Tlemcen, Algérie*.
- Dentith, M.C. and Featherstone, W.E., 2003.** Controls on intra-plate seismicity in southwestern Australia. *Tectonophysics*, 376: 167-184.
- Dercourt, J., 1970.** L'expansion océanique actuelle et fossile, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 12(7), 261-317.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulou, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.-P., and**



**Biju-Duval, B., 1986.** Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315.

**Diehl, T., Waldhauser, F., Cochran, J.R., Kamesh Raju, K.A., Seeber, L., Schaff, D., and Engdahl, E.R., 2013.** Back-arc extension in the Andaman Sea: Tectonic and magmatic processes imaged by high-precision teleseismic double-difference earthquake relocation. *Journal of Geophysical Research: Solid earth*, vol. 118, 2206–2224, doi:10.1002/jgrb.50192.

**Djellit, H., 1987.** Evolution tectono-metamorphique du socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch en petite Kabylie occidentale (Algérie), *Phd thesis*, Univ. Paris- university. France.

**Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., and Sabat, F., 1999.** On the interference between the early Apennines–Maghrebides back-arc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean, *Bull. Soc. Geol. Ital.*, 118, 75–89.

**Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, C., Bouillin, J.P., Bracene, R., De Lepinay, B. M., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., and Pauc, H., 2006.** Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *Comptes Rendus Géoscience*, 338 (1-2), 80–91.

**Domzig, A., 2006.** Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. *Phd thesis*. UBO university, Brest, France, 332p.

**Dos Reis, A.T., Gorini, C., and Mauffret, A., 2005.** Implications of salt-sediment interactions for the architecture of the Gulf of Lions deep-water sedimentary systems - Western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7), 713-746.

**Driscoll, N. W., and Karner, G. D., 1998.** Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment, *J. Geophys. Res.*, 103, 4975–4991, doi:10.1029/97JB03295.

**Dubourdieu, G., 1956.** Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins- Algéro-tunisiens) publication du service de la carte géologique de l'Algérie, *Bulletin N° 10*, 659 p.

**Durand-Delga, M., 1969.** Mise au point sur la structure de l'Algérie septentrionale, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 39, 89–131.

**Eldholm, O., Gladchenko, T.P., Skogseid, J., and Planke, S., 2000.** Atlantic volcanic margins: a comparative study. *In*: A. Nottvedt (Editor), *Dynamics of the Norwegian margin*. Geological Society of London, Special Publications, pp. 411-428.

**El Robrini, M., 1986.** Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation, *PhD thesis*, University of Paris IV, p. 164.

**Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F. P., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2001.** History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean, *Geophysical Journal International* 145 (3), 809–820.

**Faccenna, C., Civetta, L., D'Antonio, M., Funiciello, F., Margheriti, L., and Piromallo C., 2005.** Constraints on mantle circulation around the deforming Calabrian slab, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06311.

**Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Huchon, P., , Al-Kathiri, A., Audin, L., Beslier M.-O., d'Acremont, E., Fabbri, O., Fleury, J.-M., Khanbari, K., Lepvrier, C., Leroy, S., Maillot, B.,**

- Merkouriev, S., 2010.** Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden, *J. Geophys. Res.*, 115, B04102, doi:10.1029/2008JB006257.
- Fox, J.J., & Gallo, G.G., 1984.** A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries : Implication for the structure of oceanic lithosphere, *Tectonophysics*, 104, 205-242.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B.A., Bracene, R., and Mercier, E., 2000.** The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19 (4), 740–761.
- Funck, T., Hopper, J. R., Larsen, H. C., Loudon, K. E., Tucholke, B. E. and Holbrook W. S., 2003.** Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results, *J. Geophys. Res.*, 108(B11), 2531, doi:10.1029/2003JB002434
- Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J. L., Aslanian, D., P. Sardinia Sci., and O. B. S. T. Tech., 2009.** Crustal structure of a young margin pair : New results across the Liguro- rovençal Basin from wide-angle seismic tomography, *Earth and Planetary Science Letters*, 286 (1-2), 333–345.
- Galdeano, A., and Rossignol, J-C., 1977.** Assemblage à altitude constante de cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée, *Bull. Soc. géol. France* 7 (1977) 461–468.
- Gallais, F., Gutscher, M.A., Graindorge, D., and Klaeschen, D., 2012.** Two-stage growth of the Calabrian accretionary wedge in the Ionian Sea (Central Mediterranean): Constraints from depth migrated multi-channel seismic data. *Marine Geology*, 326– 328: 28–45.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., and Vadeboin, F., 2007.** Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 359-377.
- Gaullier, V., Le Roy, P., Bettich, M., Déverchère, J., Mercier de Lépinay, B., Domzig, A., Sage, F., and the MARADJA Team., 2005.** The Sedimentary and Tectonic Consequences of the Messinian Salinity Crisis on the Algerian Margin, Southwestern Mediterranean: Insights from the MARADJA Cruise, EGU meeting, Vienna, EGU05-A-09984.
- Gaullier, V., Chanier, F., Lymer, G., Vendeville, B.C., Maillard, A., Thinon, I., Lofi, J., Sage, F., Loncke, L., 2014.** Salt tectonics and crustal tectonics along the Eastern Sardinian margin, Western Tyrrhenian: New insights from the “METYSS 1” cruise. *Tectonophysics* 615–616 (2014) 69–84.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J. P., Cravatte, J., and Violanti D., 1994.** Age and duration of the Messinian salinity crisis, *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Série II*, 318 (8), 1103–1109.
- Gelabert, B., Sabat, F., and Rodriguez-Perea, A., 2002.** A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Terra Nova*, 14 (2), 93–100.
- Geoffroy, L., 2001.** The structure of volcanic margins: some problematics from the North-Atlantic/Labrador-Baffin system. *Marine and Petroleum geology*, 18, 463-469.
- Geoffroy, L., 2005.** Volcanic passive margins, *Comptes Rendus Géoscience*, 337 (16), 1395–1408, doi :10.1016/j.crte.2005.10.006.
- Géry, b., Feinberg, H., Lorenz, C., and Magné, J., 1981.** Définition d'une série type de « l'Oligo-miocène Kabyle » anté-nappes dans le Djebel Aissa-Mimoun (grande Kabylie, Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 292, 1529-1532.

- Gladczenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S., Skogseid, J., 1997.** South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 465-470.
- Glangeaud, L., Aymé, A., Caire, A., Mattauer, M., and Muraour, P., 1952.** Histoire géologique de la province d'Alger. Publ. XIX CGI, Alger, mono, Rég., 1ère série, Algérie, n° 25, 142p.
- Goren, L., Aharonov, E., Mulugeta, G., Koyi H.A., and Mart, Y. 2008.** Ductile deformation of passive margins : A new mechanism for subduction initiation, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113 (B8), doi :10.1029/2005JB004179.
- Govers, R. and Wortel, M.J.R., 2005.** Lithosphere tearing at STEP faults: Reponse to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 505-523.
- Grad M., Tiira, T., and ESC Working Group., 2009.** The Moho depth map of the European Plate. *Geophysics. Journal International* 176, 279-292.
- Grevenmeyer, I., Weigel, W., Whitmarsh, R.B., Avedik, F., & Dehghani, G.A., 1997.** The Aegir Rift: crustal structure of an extinct spreading axis. *Mar. Geophys. Res.*, 19, 1–23.
- Grevenmeyer, I., Ranero, C., Leuchters, W., Pesquer, D., Booth-Rea, G., and Gallart, J., 2011.** Seismic constraints on the nature of crust in the Algerian-Balearic basin – implications for lithospheric construction at back-arc spreading centres, *Eos Trans. AGU*, Abstract T53D-04.
- Gueguen, E., Doglioni, C., and Fernander, M., 1998.** On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298, 259-269.
- Guemache M-A., 2010.** Evolution géodynamique des bassins sismogènes de l'Algérois (Algérie): Approche pluridisciplinaire (méthodes géologiques et géophysique). Thèse de Doctorat, USTHB, Alger, 267 p.
- Guiraud, R., 1977.** Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises. *Bull. Soc. Géol. Fr.* XIX (3), 646–650.
- Gurnis, M., Hall, C., and Lavier, L., 2004.** Evolving force balance during incipient subduction, *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 5, Q07001, doi:10.1029/2003GC000681.
- Hamai, L., Petit, C., Abtout, A., Yelles, K., and Déverchère, J., 2014.** Flexural behaviour of the north Algerian margin and tectonic implication. Submitted for publication in *GJI*.
- Harbi, A., Maouche, S., and Ayadi, A., 1999.** Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria. *J. Seismol.* 3, 95–104.
- Harbi, A., Benouar, D., and Benhallou, H., 2003.** Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the northeastern Algeria. Part I: Review of historical seismicity, *J. Seismol.* 7, 115–136.
- Harbi, A., Maouche, S., Ayadi, A., Benouar, D., Panza, G.F., and Benhallou, H., 2004.** Seismicity and tectonic structures in the site of Algiers and its surroundings: A step towards microzonation, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 949– 967, doi:10.1007/s00024-003-2502-1.
- Harbi A., 2006.** Evaluation de l'Aléa Sismique en Algérie du Nord par la Modélisation de l'Input Sismique dans les Zones Urbaines et l'Etablissement d'un Catalogue. Thèse de Doctorat USTHB, Alger, 222 pp.
- Harbi, A., Peresan, A., and Panza. G.F., 2010.** Seismicity of Eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue. *Natural Hazards*, 54 N. 3, 725-747, DOI: 10.1007/s11069-009- 9497-6.

- Harster M., 2007.** Etude sédimentologique du canyon d'Alger (Marge Algérienne). Mémoire de Master 1, UBO, Brest, 30 p.
- Hassoun, V., 2014.** Analyse multi-échelles des déstabilisations sous-marines de la Marge Ligure : implications sur la répartition spatio-temporelle des facteurs déclenchant [sic]. Thèse de doctorat, université de Nice Sophia antipolis.
- Hawie, N., 2014.** Architecture, Geodynamic Evolution and Sedimentary Filling of the Levant Basin: A 3D quantitative approach based on seismic data. Université Pierre Marie Curie, 250 pages.
- Hilly, J., 1962.** Etude géologique du massif de l'Edough et du cap de fer (Est-constantinois). Publication de la carte géologique de l'Algérie, Bulletin N°19, 408 p.
- Hinz, K., 1973.** Crustal structure of Balearic Sea. *Tectonophysics*, 20 (1-4), 295–302.
- Hirata, N., Karp, B. Y., Yamaguchi, T., Kanazawa, T., Suyehiro, K., Kasahara, J., Shiobara, H., Shinohara, M., and Kinoshita, H., 1992.** Oceanic-crust in the Japan basin of the Japan sea by the 1990 Japan-USSR Expedition. *Geophysical Research Letters*, 19 (20), 2027–2030.
- Horsefield, S.J., Whitmarsh, R.B., White, R.S., Sibuet, J.C., 1994.** Crustal structure of the Goban Spur rifted continental margin, NE Atlantic. *Geophys. Jour.inter* 119, 1-19.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., and Ryan, W.B.F., 1973.** In : **Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., and Cita, M.B.** Eds, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., XIII.* – Washington, D.C., U.S. Govt. Print. Off., 1203-1231.
- Hudec, M.R., and Jackson, M.P.A., 2002.** Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *Geological Society of America Bulletin*, 114(10): 1222-1244.
- Jackson, H.R., Reid, I. & Falconer R.K.H., 1982.** Crustal structure near the Arctic Mid-Ocean Ridge, *J. Geophys. Res.*, 87(B3), 1773–1783.
- Jackson, H., Faleide, J. I., and Eldholm, O., 1990.** Crustal structure of the sheared southwestern Barents Sea continental margin. *Marine Geology* 93, 119 – 146.
- Jallouli, C., Chikhaoui, M., Braham, A., Turki, M.M., Mickus, K., and Benassi, R., 2005.** Evidence for Triassic salt domes in the Tunisian Atlas from gravity and geological data. *Tectonophysics* 396, 209-225.
- Jin, S., Madariaga, R., Virieux, J., and Lambaré, G., 1992.** Twodimensional asymptotic iterative elastic inversion. *Geophys. J. Internat.*, 108 :1–14.
- Lines, L., 1993.** Ambiguity in analysis of velocity and depth, *Geophysics*, 58, 596–597.
- Jokat, W., Boebel, T., Koenig, M., and Meyer, U., 2003.** Timing and Geometry of the early Gondwana breakup, *Journal of Geophysical Research*, vol. 108 (B9), 2428.
- Jokat, W., & Schmidt Aursch, M. C., 2007.** Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Geophys. J. Int.*, 168(3), 983-998.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000.** Mediterranean extension and the Africa–Eurasia col-lision. *Tectonics* 19, 1095–1106.

- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., and Agard, P., 2003.** Subduction tectonics and exhumation of high pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *Am. J. Sci.*, 303, 353-409.
- Karig, D., and Jensky, W., 1972.** The proto-Gulf of California, *Earth and Planetary Science Letters* 1972 Vol: 17:169-74. DOI: 10.1016/0012-821x(72)90272-5.
- Karson, J.A., and Rona, P.A., 1990.** Block-tilting, transfer faults and structural control of magmatic and hydrothermal processes in the Tag area, Mid-Atlantic Ridge 26°N. *Geological Society of America Bulletin* 102 : 1635-1645.
- McKenzie, D.P., 1977.** The initiation of trenches : a finite amplitude instability, in *Islands arcs, Deep Sea Trenches, and back-arc basin*, Maurice Ewing Ser., vol. 1, edited by M. Talwani and W.C. Pitman III, pp. 57-61, AGU, Washington, D.C.
- McKenzie, D.P., 1978.** Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40. 25-32.
- Keskin, M., 2003.** Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *GEOPHYS. RES. LETT.*, VOL. 30, NO. 24, 8046.
- Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, K., Mercier de Lepinayn B., Domzign A., Cattaneo, A., Bracene, R., Gaullier, A., and Graindorge, D., 2009.** Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea : New evidence for contractional tectonic reactivation, *Marine Geology*, 261 (1-4), 17–32.
- Kherroubi, A., 2011.** Etude de la sismicité de l'Offshore Algérien. Thèse de Doctorat, Université de Tlemcen, Algérie, 157 p.
- Kokinou, E., Alves, T., and Kamberis, E., 2012.** Structural decoupling in a convergent forearc setting (southern Crete, Eastern Mediterranean). *Geological Society of America Bulletin*, 124, 1352-1364.
- Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., and Larsen H.C., 2000.** Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *Journal of Geophysical Research* 105 (B9), pages 21591-21614.
- Klingelhoefer, F., and Geli, L., 2000a.** Geophysical and geochemical constraints on crustal accretion at the very-slow spreading Mohns Ridge. *Geophysical Research Letters* (0094-8276), Vol. 27 , N. 10 , Pages 1547-1550.
- Klingelhoefer F., Géli L., Matias L., Steinsland N., and Mohr J. 2000b.** Crustal structure of a super-slow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72° N. *Geophysics Journal International* 141, pages 509-526.
- Krawczyk, C. M., Reston, T. J., Beslier, MO., and Boillot, G., 1996.** Evidence for detachment tectonics on the Iberia byssal Plain rifted margin, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*, edited by R. B. Whitmarsh, D. S. awyer, A. Klaus, and D. G. Masson, vol. 149, pp. 603–615, ODP, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J., and Wilson D. S., 1999.** Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 400 (6745), 652–655.



- Lambaré, G., Lucio, P., and Hanyga, A., 1996.** Two-dimensional multivalued traveltimes and amplitude maps by uniform sampling of ray field. *Geophys. J. Int.*, 125 :584–598.
- Laouar R., Boyce A.J., Ahmed-Said Y., Ouabadi A., Fallick A-E., and Toubal A., 2002.** Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 35. pages 271–283.
- Laouar, R., Boyce, A.J., Arafat, M., Ouabadi, A., and Fallick, A.E., 2005.** Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 41 (2005) 445–465.
- Larroque, C., Delouis, D., Godel, B., and Nocquet, J.M., 2009.** Active deformation at the 679 southwestern Alps - Ligurian basin junction (France-Italy boundary): Evidence for recent 680 change from compression to extension in the Argentera massif, *Tectonophysics*, 467, 1-4.
- Larroque, C., Mercier de Lépinay, B., and Migeon, S., 2011.** Morphotectonic and fault-earthquake relationships along the northern Ligurian margin (Western Mediterranean) based on high resolution multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles. *Marine Geophysical Researches*, doi:10.1007/s11001-010-9108-7.
- Lee, S.M., 1994.** Deformation from the convergence of oceanic lithosphere into Yap trench and its implications for early-stage subduction. *Journal of Geodynamics* 37, 83–102.
- Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M.O., Yelles, K., Déverchère, J., and Bracene, R., 2013.** Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 118, pages 1–18.
- Leprêtre, A., 2013.** Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression (cas de la marge algérienne, secteur de Tipaza). Thèse doct, UBO, Brest, France.
- Leroy, M., 2004.** Mécanisme de déformation post-rifting des marges passives. Exemples des marges Péri-atlantiques et modélisation. Thèse doct, Univ. Rennes 1. France.
- Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, T., Ryan, W.B.F. and Steckler, M.S., 2005.** Erosional processes and paleo-environmental changes in the western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 217, 1-30.
- Lofi J., Déverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F., and Thinon I. 2011-a.** Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas, pp. 1–72, pages 72, 1 CD Projet GDR Marges "Eclipses", Actions Marges, Total, BRGM.
- Lofi, J., Sage, F., Déverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P., and Gorini, C., 2011-b.** Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis, *Bulletin De La Société Géologique De France*, 182 (2), pages 163–180.
- Lonergan, L., and White, N., 1997.** Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, 16 (3), pages 504–522.
- Louden, K. E., 1980.** The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine Sea as compared to the Pacific, *Earth and Planetary Science Letters*, 50 (1), 275–288, doi :10.1016/0012-821X(80) 90138-7. 155.

- Lorenzo, J.M., Mutter, J.C., Larson, R.L., Buhl, P., Diebold, J.B., Alsop, J., Mithal, R., Hopper, J., Falvey, D., Williamson, P. and Brassil, F. 1991.** Development of the continent-ocean transform boundary of the southern Exmouth Plateau, *Geology* 19, 843-846
- Lorenzo, J. M. and Vera, E., 1992.** Thermal uplift and erosion across the continent ocean transform boundary of the southern Exmouth Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 108, 79 - 92
- Lustrino, M., Duggen, S., and Rosenberg, C.L., 2011.** The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science reviews* 104, pages 1-40.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A., 2003.** GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155, 126–138.
- Maillard A., Gorini C., Mauffret A., Sage F., Lofi J., and Gaullier V., 2006.** Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sedimentary Geology*, 188–189: 69–91.
- Malinverno, A., and Ryan, W.B.F., 1986.** Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of the arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227-245.
- Mandal, P., 1999.** Intraplate stress distribution induced by topography and crustal density heterogeneities beneath the south Indian shield, India. *Tectonophysics*, 302: 159-172.
- Mantovani, E., Cenni, N., Albarello, D., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C., and D’Onza, F., 2001.** Numerical simulation of the observed strain field in the central-eastern Mediterranean region. *J. Geodynamics*, 31, 519-556.
- Marcaillou, B., Spence, G., Wang, K., Collot, J.-Y., et Ribodetti, A., 2008.** Thermal segmentation along the N. Ecuador-S. Colombia margin (1-4 degrees N): prominent influence of sedimentation rate in the trench, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 272, n°1-2, pp. 296-308.
- Marsellos, AE., Kidd, W.S.F., Garver, J.I., 2010.** Extension and exhumation of the HP/LT rocks in the Hellenic fore-arc ridge. *American Journal of Science*, 310, 1–36.
- Marques, F.O., Catalão, J.C., DeMets, D., Costa, A.C.G., Hildenbrandt, A., 2013.** GPS and tectonic evidence for a diffuse plate boundary at the Azores Triple Junction, *Earth and Planetary Science Letters*. 381, 177-187.
- Martin, A.K., 2006.** Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: Double saloon door seafloor spreading during subduction rollback. *Tectonics*, 25, TC3008, doi:10.1029/2005TC001885.
- Martinez, F., Okino, F. M. K., Ohara, Y., Reysenbach, A. L., and Goffredi, S. K. , 2007.** Back-arc basins, *Oceanography*, 20 (1), 116–127.
- Mascle, J., and Blarez, E., 1987.** Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana continental margin. *Nature* 326, 378-381.
- Mascle, J., and the Scientific Party., 1994.** Les marges continentales transformantes ouest-africaines côte-d’Ivoire, Ghana, Guinée. *Série Repères Océan*, 5: Brest (IFREMER).
- Mascle, G.H, Tricart, P., Torelli, L., Bouillin, J.P., Compagnoni, R., Depardon, S., Mascle, J., Pecher, A., Peis, D., Rekhiss, F., Rolfo, F., Bellon, H., Brocard, G., Lapierre, H., Monié, P., and Poupeau, G., 2004.** Structure of the Sardinia Channel: crustal thinning and tardi-orogenic extension in

the Apenninic-Maghrebian orogen; results of the Cyana submersible survey (SARCYA and SARTUCYA) in the western Mediterranean Bull. Soc. géol. Fr., 2004, t. 175, no 6, pp. 607-627.

**Maouche S., 2010.** Tectonique active et géodynamique le long de l'Atlas Tellien Etude des soulèvements côtiers. Thèse de Doctorat, USTHB, Alger, 299 p.

**Maouche, S., Abtout, A., Merabet, N., Aïfa, T., Lamali, A., Bouyahiaoui, B., Boughchiche, S.S., Ayache, M., 2013.** Tectonic and Hydrothermal Activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria). Journal of Geological Research Volume 2013, Article ID 409475, 13 pages <http://dx.doi.org/10.1155/2013/409475>.

**Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., and Maillard, A., 2004.** E-W opening of the Algerian basin (Western Mediterranean), Terra Nova, 16 (5), pages 257–264.

**Mauffret, A., 2007.** The Northwestn (Maghreb) Boundary of the Nubia (Africa) Plate. Tectonophysics 429 pages 21-44.

**Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud B., Megartsi, M., Cotton, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Harnandez, J., and Réhault, J-P., 2000.** Post-collision neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin : a consequence of slab breakoff, C.R. Acad.Sci. Paris, 331, 159-173.

**Mbida Yem, L., Camera, L., Mascle, J., and Ribodetti, A., 2011.** Seismic stratigraphy and deformational styles of the offshore Cyrenaica (Libya) and bordering Mediterranean Ridge, Geophysical Journal International, vol. 185, n°1, pp. 65–77.

**McKenzie, D., 1978.** Some remarks on development of sedimentary basins, Earth and Planetary Science Letters, 40 (1), 25–32, doi :10.1016/0012-821X(78)90071-7.

**Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracène, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles, K., and Bendib, F., 2014.** The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. J. Geodyn. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.003>.

**Medaouri, M., 2014.** Origine de la segmentation de la marge Algérienne et implications sur l'évolution géodynamique et les ressources pétroliers. Thèse doct, UBO, Brest, France.

**Meghraoui, M., 1988.** Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie (Paléosismologie, Tectonique active et synthèse sismotectonique). Thèse de doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay (France).

**Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., and Dahmani, M., 1996.** Tectonique plio-quaternaire de la chaine tello-rifaine et de la mer d'Alboran – une zone complexe e convergence continent-contient. Bull. Soc. Géol. France, (8), t.I, 167, pp. 141-157.

**Meghraoui, M., and Doumaz, F., 1996.** Earthquake induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, J. Geophys. Res., 101, 17617-17644.

**Meghraoui, M., Maouche, S., Chema, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.-J., Ayadi, A., Bouhadad, Y. and Benhamouda, F., 2004.** Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, Geophys. Res. Lett., 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.

**Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W., Patriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., 2014.** Transform continental margins - Part 2: A worldwide inventory. Submittes for publication. Tectonophysics.

**Mihoubi, A., Schnurle, P., Klingelhofer, F., Benaissa, Z., Badsì, M., Bracène, R., Djellit, H., Geli, L., Sage, F., and Agoudjil, A., 2014.** Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: Integrating wide-angle seismic modeling and multichannel seismic pre-stack depth migration. *Geophys. Journ. Inter.* 198, 1486-1503.

**Mihoubi, A., 2014.** Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) - implications en termes de potentiel pétrolier. Thèse de doctorat, université UBO, Brest, France.

**Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., and Goffé, B., 2006.** Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications, *C. R. Geosci.* 338, pages 92–114.

**Miller, D.J., and Christensen, N.I., 1997.** Seismic velocities of lower crustal and upper mantle rocks from the slow spreading Mid-Atlantic Ridge, south of the Kane Transformation Zone (MARK), in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 153, College Station, TX (Ocean Drilling Program), edited by J. A. Karson, M. Cannat, D. J. Miller, and D. Ethon, pages 437-451.

**Minshull, T.A., White, R.S., Mutter, J.C., Buhl, P., Detrick, R.S., Williams, C.A. & Morris, E., 1991.** Crustal structure at the Blacks Spur Fracture Zone from expanding spread profiles, *J. Geophys. Res.*, 96, 9955-9984.

**Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., and Kuszniir, N., 2012.** Necking of continental crust in magma-poor rifted margins : Evidence from the fossil Alpine Tethys margins, *Tectonics*, 31 (1), doi :10.1029/2011TC002961.

**Mohriak, W.U., Mello, M.R., Bassetto, M., Vieira, I.S. and Koutsoukos, E.A.M., 2000.** Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil. In: M.R. Mello and B.J. Katz (Editors), *Petroleum systems of South Atlantic margins*. AAPG Memoir 73, pp. 273-300.

**Mokrane A, Ait Messaoud A, Sebai A, Ayadi A, Bezzeghoud M, Benhallou H. 1994.** Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Alger : Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département: Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, 1994. 277pp.

**Monié, P., Caby, R., and Maluski, H., 1984.** 40Ar/39Ar investigations within the Grande-Kabylie Massif (northern Algeria):evidences for its Alpine structuration, *Eclog. Geol. Helv.*, 77, pages 115-141.

**Moulin, M., 2003.** Étude géologique et géophysique des marges continentales passives : exemple du Zaïre et de l'Angola. Thèse doct, UBO, Brest, France.

**Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Contrucci, I., Matias, L., Geli, L., Klingelhofer, F., Nouzé, H., Rehault, J.P., and Unternehr, P., 2005.** Geological constraints on the evolution of the angolan margin based on reflection and refraction seismic data (zaïango project), *Geophysical Journal International*, 162, 793–810.

**Moulin, M., Klingelhofer, F., Afilhado, A., Aslanian, D., Schnurle, P., Nouzé, H., Rabineau, M., Beslier M.O., and Feld, A., 2014.** Deep crustal structure across an young passive margin from wide-

angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) - I. Gulf of Lion's margin, Submitted BSGF, ILP Special volume.

**Montadert, L., Sancho, J., Fial, J.-P., and Debysser, J., 1970.** De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée occidentale (Nord-Est des Baléares). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 271, 812-815.

**Mueller, S., and Phillips, R.J. 1991.** On the initiation of subduction, *J. Geophys. Res.*, 96, 651-665.

**Mutter, J. C , Talwani, M., and Stoffa, P. L., 1984.** Evidence for a thick oceanic crust adjacent to the Norwegian Margin. *J. Geophys. Res.* 89:483-502.

**NAT Study Group., 1985.** North Atlantic transect: a wide-aperture, two-ship multichannel seismic investigation of the oceanic crust. *Journal of Geophysical Research* 90 (B12) 10321-10341.

**Newman, P., 1973.** Divergence effects in a layered Earth, *Geophysics*, 38, 481–488, doi :10.1190/1.1440353.

**Nicholls, I.A., Ferguson, J., Jones, H., Marks, G.P., & Mutter, J.C., 1981.** Ultramafic blocks from the océan floor southwest of Australia, *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 56, 362-374.

**Nocquet, J.M., 2002.** Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale. Thèse de Doctorat en sciences, université de Nice Sophia-Antipolis, 311 p.

**Nocquet, J. M. and Calais, E., 2004.** Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 661–681.

**Nougès, A., Cattaneo, A., Savoye, B., Dan, G., Déverchère, J., Yelles, K., and l'équipe MARADJA, 2006.** Analyse morphologique des canyons et des glissements de la pente algérienne : une première étape pour l'évaluation du risque gravitaire. Réunion des Sciences de la Terre RST 2006, Dijon, France, 4-8/12/2006.

**Obone zué obame, E., Gaullier, V., Sage, F., Maillard, A., Lofi, J., and l'équipe scientifique MAURESC., 2011.** The sedimentary markers of the Messinian salinity crisis and their relation with salt tectonics on the Provençal margin (western Mediterranean): Results from the “ MAURESC “ cruise. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 182, 2, 181-196.

**Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P., and Auzende, J.-M., 1984.** Cinématique de l'Atlantique nord et central, Publications du CNEXO, Rapp. Scient. et Techn., 54, 1-108.

**Operto, S., Lambaré, G., Podvin, P., Thierry, P., and Noble, M., 2003.** 3-d ray+born migration/inversion - part 2 : Application to the seg/eage overthrust experiment. *Geophysics*, 68 :1357–1370.

**Ouyed, M., Méghraoui, M., Cisternas, A., Deschamps, A., Dorel, J., Frechet, J., Gaulon, R., Hatzfeld, D., and Phillip, H., 1981.** Seismotectonics of the El Asnam earthquake, *Nature* 292, 26–31.

**Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A., Liu, K., Villasenor, A., Carbonell, R., and Harnafi, M., 2014.** Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 140–160, doi:10.1002/2013GC004861.

**Pascal, C., and Cloetingh, S., 2009.** Gravitational potential stresses and stress field of passive continental margins : Insights from the south-Norway shelf, *Earth and Planetary Science Letters*, 277 (3- 4), 464–473, doi :10.1016/j.epsl.2008.11.014.



- Peirce, C., and Barton, P.J., 1992.** Southern Segment of the European Geotraverse - A wide-angle refraction survey in the Sardinia Channel. *Mar. Geophys. Res* 14, pages 227-248.
- Perrodon, A., 1957.** Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Publ. Serv. Carte géolo. Algérie*, 12, 328 p.
- Perthuisot, V., and Rouvier, H., 1992.** Les diapirs du Maghreb central et oriental : des diapirs variés, résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe. *Bull, soc, géol, France*, t, 163, N°6, pages 751-760.
- Philip, H., Meghraoui, M., 1983.** Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake. *Tectonics* , 2, pp.17-49.
- Pickup, S.L.B., Whitmarsh, R.B., Fowler, C.M.R., Reston, T.J., 1996.** Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile. *Geology*, v. 24, p. 1079-1082,
- Pinheiro, L.M., Whitmarsh, R.B., and Miles, P.R. 1992.** The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia- II. Crustal tructure in the Tagus Abyssal Plaine. *Geophysical Journal International*, 109, 106-124.
- Piomallo, C., and Morelli, A., 2003.** P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area, *J. Geophys. Res.*, 108, 2065, doi:10.1029/2002JB001757.
- Potts, C.G., Whitev R.S., and Loudon, K.E., 1986.** Crustal structure of Atlantic fracture zones<ETH>II. The Vema fracture zone and transverse ridge. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 86 : 491-513.
- Prada, M., Sallares, V., Ranero, C.R., and Vendrell, G., 2014.** Seismic structure of the Central Tyrrhenian basin: Geophysical constrains on the nature of the main crustal domains, *J. of Geophys. Res.: solid earth*, 119, 1-19, doi:10.1002/2013JB010527.
- Prince, A., and Forsyth, D.W., 1988.** Horizontal extension of anomalously thin crust near the Vema fracture zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies, 1. *geophys. Res.*, 93, 8051-8063
- Raoult, J.F., 1974.** Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord - Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. Géol. Fr., N.S.*, t. LIII, n°121, 164 p.
- Réhault, J.P., Boillot, G., Mauffret, A., 1985.** The western Mediterranean basin. In: Stanley, D.J., Wezel, F.C. (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, Berlin, pp. 101-129.
- Ribodetti, A., Operto, S., Virieux, J., and Agudelo, W., 2006.** Integrated Prestack Depth Migration/Inversion and Simulated Annealing Optimization for Structural Model Building, 68th EAGE Conference and Exhibition, Session : Velocity Model Build, Vienne (Autriche).
- Ribodetti, A., Operto, S., Agudelo, W., Collot, J-Y., and Virieux, J., 2011.** Joint ray+Born least-squares migration and Simulated Annealing optimization for target-oriented quantitative seismic imaging, *Geophysics*, vol. 76, n°2, pp. R23.
- Ried, I.D., 1994.** Crustal structure of a non-volcanic rifted margin east of Newfoundland. *Jour. Geophy., Res*, 99, 15, 161-15,180.

- Rivière, M., Bouillin, J.P., Courtois, C., Gélard, J.P., and Raoult, J.F., 1977.** Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo-Miocène kabyle (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). Bull. soc. Géol. France, Série 7, T. XIX, N°5, pages 1171-1177.
- Rodkin, M.V., and Rodnikov, A.G., 1996.** Origin and structure of back-arc basins: new data and model discussion, Phys. Earth Planet. Int., 93, 123-131.
- Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M. O., Guennoc, P., Rehault, J. P., Sosson, M., and Truffert, C., 2002.** Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean, Tectonics, 21 (3), 10.1029/2001TC900027.
- Roots, W.D.J., Veeves, J.J., and Clowes, D.F., 1979.** Lithospheric model with thick oceanic crust at the continental boundary: a mechanism for shallow spreading ridge in young ocean. Earth planet, Sci, Letters, 43, 417-433.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C., 2002.** Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, In : Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002 - Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen - Journal of the Virtual Explorer, 8, pages 107–126.
- Rosenbaum, G., and Lister, G.S., 2004.** Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediterranean region. Geological Society of America, Special Paper (383). Pages 41-56.
- Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F.P., Peccerillo, A., and Miller, M.S., 2008.** Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. Tectonics, vol. 7, issue 2.
- Rosfelder, A., 1955.** Carte provisoire au 1/500000 de la marge continentale algérienne. Note de présentation. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger, Travaux des coll., 5, 57-106.
- Ross, W. S., 1994.** The velocity depth ambiguity in seismic travel-time data, Geophysics, 59, 830–843.
- Rothé, J.P., 1955.** Le tremblement de terre d'Orléansville et la sismicité de l'Algérie, La Nature, 3237, 1-9.
- Rouchy, J.M., and Caruso, A., 2006.** The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. – *Sediment. Geol.*, 188-189, 35-67.
- Roussel, J., 1973.** Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie, 1716– 1970. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, 64(3), pp. 11– 227.
- Roure, F., Casero, P., and Addoum, B., 2012.** Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. TECTONICS, VOL. 31, TC3006. doi:10.1029/2011TC002989.
- Rouvier, H., 1977.** Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. Phd thesis, Pierre et Marie Curie university, Paris, France, 898 pages.
- Royden, L.H., 1993.** The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 12, 303-325.
- Ryan, W.B.F., 2009.** Decoding the Mediterranean salinity crisis. – *Sedimentology*, 56, 1, 95-136.

- Saadallah, A., and Caby, R., 1996.** Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria), *Tectonophysics*, 267, pages 257-273.
- Sage, F., Pontoise, B., Mascare, J., and Basile, C., 1997.** Structure of oceanic crust adjacent to as transform margin segment: the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin, *Geo-Mar. Lett.*, 17, pages 31-39.
- Sage, F., Basile, C., Mascle, J., Pontoise, B., and Whitmarsh, R. B., 2000.** Crustal structure of the continent-ocean transition off the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin : implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary, *Geophysical Journal International*, 143 (3), 662– 678, doi :10.1046/j.1365-246X.2000.00276.x.
- Sage, F., Von Gronefeld, G., Deverchère, J., Gaullier, V., Maillard, A., and Gorini, Ch.- 2005.** Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean, *Marine and Petroleum Geology*, vol. 22, 757-773.
- Sage, F., Collot, J.Y., Ranero, C.R., 2006.** Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from Depth Migrated Seismic Images at the Central Ecuador convergent margin. *Geology*, v34; no12; p 997-1000; doi: 10.1130/G22790A.1.
- Sage, F., Beslier, M.O., Mercier De Lépinay, B., Béthoux, Gaullier, V., Larroque, C., Corradi, N., e Schenini, L., Dessa, J.X., Bigot, A., Migeon, S., Ruiz-Constán, A., 2013.** Localized Deformation along an Inverted Rifted Margin: Example of the Northern Ligurian Margin, Western Mediterranean. AGU, Full Meeting, CONTROL ID: 1810898.
- Sage, F., Beslier, M.O., Dessa, J.X., Schenini, L., Watremez, L., Mercier de Lépinay B., Gaullier, V., Larroque, C., Béthoux, N., Corradi, N., Bigot, Aurélien., Migeon, S., Ruiz-Constán, A. 2014.** Inversion of back-arc basins : example of the Ligurian Basin, Western Mediterranean. EGU. EGU General Assembly 2014.
- Saoudi, N., 1989.** Pliocène et Pléistocène inférieur et moyen du Sahel d'Alger. ENAL, Alger, 174 p.
- Saria, E., Calais, E., Altamimi, Z., Willis, P., and Farah, H., 2013.** A new velocity field for Africa from combined GPS and DORIS space geodetic Solutions: Contribution to the definition of the African reference frame (AFREF), *JGR*, Vol. 118, Issue. R, P 1677-1697.
- Savelli, C. 2002,** Time-space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations), *Journal of Geodynamics*, 34 (1), 99–126, doi :10.1016/S0264-3707(02)00026-1.
- Sawyer, D.S., Whitmarsh, R.B., Klaus, A., 1994.** *Proc. ODP, Init. Repts.*, 149: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Scrutton, R.A., 1976.** Continental break-up and deep crustal structure at the margins of Southern Africa, In: F.F.M. de Almeida (Ed.), *Continental Margins of Atlantic Type*, *Anais Acad. Brasil Ciencias*, 48 (Supplement), 275-286.
- Schettino, A., and Turco, E., 2006.** Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophys. Journal International*. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02997.x.
- Schettino, A., and Turco, E., 2010.** Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *GSA Bulletin*, v. 123; no. 1/2; p. 89–105; doi: 10.1130/B30064.1.

- Sebaï, A., Bernard, P., 2008.** Contribution à la connaissance de la sismicité d'Alger et de ses alentours au XVIII<sup>e</sup> siècle, extraite des archives françaises. C.T. Géosciences, vol. 340 (8), pp. 495-512.
- Sella, G. F., Dixon, T. H., and Mao, A., 2002.** REVEL: a model for Recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107(B4), doi:10.1029/2000JB000033.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., S. Pondrelli, A. Argani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi, and P. Gasperini 2007.** Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophysical Journal International*, 169 (3), 1180–1200, doi :10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.
- Skogseid, J., Pedersen, T., Eldholm, O., and Larsen, B.T., 1992.** Tectonism and magmatism during NE Atlantic continental break-up: the Voring Margin. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 305-320.
- Spakman, W., Vanderlee, S., and Vanderhilst., 1993.** Travel-time tomography of the European Mediterranean mantle down to 1400 km, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79 (1-2), 3–74, doi :10.1016/0031-9201(93)90142-V. 56.
- Spakman, W., and Wortel, M.J.R. 2004.** A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics, in: *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, Edited by: Cavazza W, Roure F, Spakman W., Stampfli GM, Ziegler P., p. 31-52.
- Stockwell, J. W., 1999.** The CWP/SU: Seismic Unix Package. *Computers and Geosciences* 25; 4, pages 415–419.
- Takherist, D., 1991.** Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord sahariens (Algérie) : apport de la gravimétrie et des données de puits. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier, 236 p.
- Tamaki, K., and Honza, E., 1985.** Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, 119, 381-406.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., and Armijo, R. 1986.** On the mechanics of the collision between India and Asia. In: *Collision Tectonics*, M.P. Coward and A.C. Ries (Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, 115-157.
- Thinon, I., Matias, L., Réhault, J.P., Hirn, A., Fidalgo-Gonzalez, L., and Avedik, F., 2003.** Deep structure of the Armorican basin (Bay of Biscay): a review of Norgasis seismic reflection and refraction data. – *J. Geol. Soc. London*, 160, 99-116.
- Thomas, G., 1985.** Géodynamique des bassins intramontagneux: le bassin du bas Chélif occidental (Algérie) durant le Mio-Plioquaternaire. Thèse Sci., Univ. Pau, 594 pp.
- Tischer, M., Ten Brink, U., Karner, G., Goodliffe, A., Sugimoto, M., Taylor, B., Driscoll, N., Sutherland, F., Babcock, J., Hollinshead, C., Ryan, D., 2002.** Crustal Structure of the Continent-Ocean Boundary Zone Using Seismic Refraction and Reflection Data, Exmouth Plateau, Northwest Australia. *American Geophysical Union, Fall Meeting*, abstract # T52C-1220.
- Ten Veen, J.H., and Kleinspehn, K.L., 2003.** Incipient continental collision and plate boundary curvature: Late Pliocene-Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete, Greece. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 161-181.

- Thierry, P., Operto, S., and Lambaré, G., 1999.** Fast 2-d ray+born migration/inversion in complex media. *Geophysics*, 64 :162–181.
- Turner, S., Palomeras, I., Levander, A., Carbonell, R., and Lee, C.-T., 2014.** Ongoing lithospheric removal in the western Mediterranean: Evidence from Ps receiver functions and thermobarometry of Neogene basalts (PICASSO project), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 1113–1127, doi:10.1002/2013GC005124.
- Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F., and Zitellini, N. 1994.** Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, 238, 317-329.
- Turner, I. M., Peirce, C., and Sinha, M. C., 1999.** Seismic imaging of the axial region of the Valu Fa Ridge, Lau basin - the accretionary processes of an intermediate back-arc spreading ridge, *Geophysical Journal International*, 138 (2), 495–519.
- Van Avendonk Harm, J. A., Steven Holbrook, W., Nunes Gregory, T., Shillington Donna, J., Tucholke Brian, E., Loudon Keith, E., Hans, C.L., and Hopper John, R., 2006.** Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 111, B11404.
- Van Hinsbergen., D.J.J., Vissers, R.L.M., and Spakman, W., 2014.** Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation, *Tectonics*, 33, 393-419, doi:10.1002/tect.20125.
- Vendeville, B.C., 1999.** Large-scale gravity gliding and spreading above salt or shale, in: *Identifying faults and determining their origins*, vol. Appendix A, edited by K.L. Hanson, K.I. Kelson, M.A. Angell and W.R. Lettis, A-207-A-232, U.S. Nuclear Regulatory Commission (NRC), NUREG/CR-5503.
- Vendeville, B., 2005.** Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I – Mechanics and kinematics, *AAPG Bull.*, 89, 1071-1079.
- Vergès, J., and Sabàt, F., 1999.** Constraints on the Western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa, in: *The Mediterranean basin: Tertiary extensions within the Alpine orogen*, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, and M. Séranne, 156, pages 63-80 *Geol. Soc. Spec. Publ.*
- Vergès, J., and Fernandez, M., 2012.** Tethys–Atlantic interaction along the Iberia-Africaplate boundary: the Betic-Rif orogenic system. *Tectonophysics* 579, 144–172.
- Vidal, N., Gallart, J., and Danobeitia, J. J., 1998.** A deep seismic crustal transect from the NE Iberian Peninsula to the Western Mediterranean, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103 (B6), pages 12381–12396.
- Vila, J.P., 1980.** La chaîne alpine d’Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisien. Phd thesis, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), France, 665p.
- Waltham, D., 1997.** Why does salt start to move ?, *Tectonophysics*, 282, 117-128.
- Wernicke, B., 1981.** Low-angle normal faults in the Basin and Range Province : nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, 291 (5817), 645–648, doi :10.1038/291645a0.
- White, R.S., Detrick, R.S., Sinha, M.C., & Cormier, M.H., 1984.** Anomalous seismic crustal structure of oceanic fracture zones, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 79, 779-798.



- White, R.S., and Stephen, R.A., 1980.** Compressional to shear wave conversion in oceanic crust. *Geophys. J. R. Astr. Soc* (63), 541-565.
- White, R.S., and McKenzie, D., 1989.** Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6): 7685-7729
- White, R. S., McKenzie D., and Onions, R. K., 1992.** Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare-earth element inversions, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97 (B13), pages 19683–19715.
- Whitmarsh, R. B., and Miles, P. R., 1995.** Models of the development of the West Iberia rifted continental-margin at 40 degrees 30'N deduced from surface and deep-tow magnetic-anomalies, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100 (B3), pages 3789–3806.
- Whitmarsh, R. B., White, R. S., Horsefield, S. J., Sibuet, J. C., Recq, M., and Louvel, V., 1996.** The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 101 (B12), pages 28291–28314.
- Whitmarsh, R.B., Sawyer D.S., 1996.** The ocean/continent transition beneath the Iberia abyssal plain and continental rifting to seafloor spreading processes. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 149
- Wildi, W., 1983.** La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. géog. Phys.*, (24), 3, pages 201-297.
- Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E., and Briole, P., 2004.** Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.
- Yelles-Chaouche, A., Boudiaf, A., Djellit, H., and Bracène, R., 2006.** La tectonique active de la région nord-algérienne. *C.R. Geoscience* , 338, pp 126-139.
- Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracene, R., De Lepinay, B.M., Strzerzynski, P., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P., and Djellit, H., 2009.** Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria : The Khayr al Din bank, *Tectonophysics*, 475 (1), pages 98–116.
- Yilmaz, O., 1987.** *Seismic Data Processing*. SEG. 101, 113.
- Zelt, C. A., and Smith, R. B., 1992.** Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. Journal International* (108), pages 16-34.
- Zelt, C. A., 1999.** Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data, *Geophys. Journal International* (139), pages 183–204.

***Annexe 1 :***

*Article sous presse (GJI)*



**Geophysical Journal International**

**Geodynamics and tectonics**

**Title:** Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean

**Authors:** B. Bouyahiaoui<sup>1,\*</sup>, F. Sage<sup>2</sup>, A. Abtout<sup>1</sup>, F. Klingelhoefer<sup>3</sup>, K. Yelles-Chaouche<sup>1</sup>, P. Schnurle<sup>3</sup>, A. Marok<sup>4</sup>, J. Déverchère<sup>5</sup>, M. Arab<sup>6</sup>, A. Galve<sup>2</sup>, J.Y. Collot<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG), BP 63 Bouzaréah 16340 Alger, Algérie

<sup>2</sup> UMPC, UNSA, CNRS, IRD, Géoazur, 250, avenue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France

<sup>3</sup> Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), ZI de la Pointe de Diable, 29280 Plouzané, France

<sup>4</sup> Department of Earth and Universe Sciences, University of Tlemcen, BP 119, 13000 Tlemcen, Algeria

<sup>5</sup> Université de Brest (UBO), CNRS UMR6538 Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, 29280 Plouzané, France

<sup>6</sup> Sonatrach Exploration, Algerian National Oil Company, Algeria

**\*Corresponding author: B. Bouyahiaoui**

Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG)

BP 63 Bouzaréah 16340 Alger

Algérie

Tel: +213-21-904454/55/56, office 265

Fax: +213-21-904459

Email: b.bouyahiaoui@craag.dz

bouyahia@geoazur.unice.fr

## **Abstract**

We determine the deep structure of the eastern Algerian basin and its southern margin in the Annaba region (easternmost Algeria), to better constrain the plate kinematic reconstruction in this region. This study is based on new geophysical data collected during the SPIRAL cruise in 2009, which included a wide-angle, 240-km-long, onshore-offshore seismic profile, multichannel seismic reflection lines, and gravity and magnetic data, complemented by the available geophysical data for the study area. The analysis and modeling of the wide-angle seismic data including refracted and reflected arrival travel times, and integrated with the multichannel seismic reflection lines, reveal the detailed structure of an ocean-to-continent transition. In the deep basin, there is an ~5.5-km-thick oceanic crust that is composed of two layers. The upper layer of the crust is defined by a high velocity gradient and P-wave velocities between 4.8 km/s and 6.0 km/s, from the top to the bottom. The lower crust is defined by a lower velocity gradient and P-wave velocity between 6.0 km/s and 7.1 km/s. The Poisson ratio in the lower crust deduced from S-wave modeling is 0.28, which indicates that the lower crust is composed mainly of gabbros. Below the continental edge, a typical continental crust with P-wave velocities between 5.2 km/s and 7.0 km/s, from the top to the bottom, shows a gradual seaward thinning of ~15 km over an ~35-km distance. This thinning is regularly distributed between the upper and lower crusts, and it characterizes a rifted margin, which has resulted from back-arc extension at the rear of the Kabylia block, here represented by the Edough Massif at the shoreline. Above the continental basement, an ~2-km-thick, pre-Messinian sediment layer with a complex internal structure is interpreted as allochthonous nappes of flysch back-thrusted on the margin during the collision of Kabylia with the African margin. The crustal structure, moreover, provides evidence for Miocene emplacement of magmatic intrusions in both the deep basin and the continental margin. Based on the crustal structure, we propose that the eastern Algerian basin opened during the south-eastward migration of the European forearc before the collision, along a NW-SE elongated spreading center that ran perpendicular to the subduction trend. Such an atypical geometry is explained by the diverging directions of the subduction rollback during the back-arc opening: eastward for the Corsica–Sardinia block, and southward for the Kabylia blocks. This geometry of the forearc can be interpreted as the surface expression of a slab tear at depth, which is responsible for atypical magmatism in the overlying back-arc oceanic basin.



69 **Key words:** western Mediterranean, back-arc opening, wide-angle seismic data,  
70 multichannel seismic data, Algerian margin, continental margin

71

72

## 1. Introduction

The Mediterranean Sea at present forms a single,  $2.5 \times 10^6$  km<sup>2</sup> basin that is surrounded by continents. However, in further detail, it is composed of a complex mosaic of sub-basins that show different ages and different evolutionary stages, which mark out the Africa–European convergent boundary. While some of these sub-basins are ancient oceans that closed along active subduction zones, such as the eastern Mediterranean basin (e.g. **Dercourt et al., 1986; Wortel and Spakman, 2000; Jolivet et al., 2003**), some others are still opening, such as the Tyrrhenian basin (e.g. **Gueguen et al., 1998; Sartori et al., 2001; Rosenbaum and Lister, 2004a**), or opened during the Oligo-Miocene, such as the Liguro-Provençal basin or the Algerian basin (e.g. **Bouillin, 1986; Faccena et al., 2001; Rosenbaum et al., 2002; Gattacceca et al., 2007; Billi et al., 2011; Sage et al., 2011**) (**Fig. 1a**). The Mediterranean basin is, moreover, surrounded by orogenic belts that attest to the Cenozoic closure of the oceans that were previously part of the Mediterranean domain. Rapid transition in time and in space from basin opening at the back of the subduction zones to collision zones has characterized the African-Eurasian border for at least 50 Ma (e.g., **Jolivet et al., 2003**), which led to the present-day Mediterranean configuration. Understanding the spatiotemporal evolution of the Mediterranean basins is important, to be able to better unravel the process of back-arc opening and the evolution of complex convergent plate boundaries.

Numerous kinematic models have been proposed to explain the current structure of the western Mediterranean basin that have mostly been based on magnetic data (**Schettino and Turco, 2006; Gattacceca et al., 2007**), crustal structures of the basin and adjacent margins (**Mauffret et al., 2004**), geological observations of the Mediterranean collision zone (**Lustrino et al., 2011; Carminati et al., 2012**), kinematic constraints (**Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000**), and the integration of different types of data (e.g., tectonic, seismological, geodetic, tomographic, seismic reflection data; **Billi et al., 2011**). All of the kinematic reconstruction models agree that in an initial stage before the opening of the Algerian basin, the Alboran, Kabylia, Peloritani and Calabria blocks, which were defined as the AlKaPeCa block (**Bouillin, 1986**), were part of the European southern margin until ~23 Ma ago (**Alvarez et al., 1974; Cohen, 1980; Bouillin, 1986; Lonergan and White, 1997; Vergés and Sabat, 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Rosenbaum et al., 2002; Mauffret et al., 2004; Billi et al., 2011**). The kinematic reconstruction models also agree that in a final stage, the AlKaPeCa blocks accreted by collision along the northern African border, ~16-18 Ma ago (**Fig. 1a, R, GK, LK**) (**Monié et al., 1984; Lonergan and White, 1997;**

**Saadallah and Caby, 1996; Faccenna et al., 2001; Roure et al., 2012**), the collision zone being underlain by a detached, northward dipping slab (e.g. **van Hinsbergen et al., 2014**).

Most authors propose that between these two stages, the Algerian basin evolved in relation to a rollback process of the Tethyan slab (**Alvarez et al., 1974; Cohen, 1980; Lonergan and White, 1997; Doglioni et al., 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2001; Gelabert et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Mauffret et al., 2004; Schettino and Turco, 2006; van Hinsbergen et al., 2014**) enhanced by slab tears to the west and to the east, in good agreement with tomographic studies (**Fig. 1a**) (**Spakman et al., 1993; Carminati et al., 1998; Piromallo et Morelli, 2003; Spakman et Wortel, 2004; Bezada et al., 2013; Palomeras et al., 2014; Thurner et al., 2014**), however the timing and the geometry of the southward European forearc migration are still a matter of debate. To the west, the westward rapid slab rollback under the Alboran Sea would be responsible for the Miocene opening of the western Algerian basin (**Réhault et al., 1984; Gueguen et al., 1998; Jolivet et Faccenna, 2000; Verg  s et Fernandez, 2012; Medaouri et al., 2014; van Hinsbergen et al., 2014**). Here, the westward verging slab would still be attached to the surface lithosphere beneath the Betic and Rif belts, but would be detached under the Alboran (**Palomeras et al., 2014; Thurner et al., 2014**), where the lithospheric mantle might be driven into the asthenospheric mantle (**Bezada et al., 2013; Palomeras et al., 2014; Thurner et al., 2014**). Recent studies devoted to the crustal structure of the western Algerian margin and the adjacent basin have proposed that the surface expression of the slab tear in this area is a ‘STEP’ fault (subduction-transform edge propagator; **Govers et Wortel, 2005**) that is edging the western Algerian basin to the south (**Verg  s et Fernandez, 2012; Medaouri et al., 2014; Badji et al., 2014**) and follows the slab retreat parallel to the continent–ocean boundary (**Medaouri et al., 2014; Badji et al., 2014**).

To the east, the subduction is still active under the opening Tyrrhenian basin (e.g., **Jolivet and Faccenna, 2000; Rosenbaum and Lister, 2004a; Rosenbaum et al., 2008; Gallais et al., 2013**). The way the slab migrated from the Kabylia area to its present day position is not clear, mainly because the evolution of the eastern Algerian basin remains poorly understood. In particular, little is known about its crustal structure, and that of its southern margin. While some studies have proposed that the deep basin has resulted from delamination of a continental lithosphere (**Roure et al., 2012**), most studies have considered the eastern basin as an oceanic domain that was formed by back-arc accretion, bounded to the south by its continental margin (**Alvarez et al., 1974; Cohen, 1980; Lonergan and White, 1997; Doglioni et al., 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Jolivet and Faccenna, 2000;**

**Faccena et al., 2001; Gelabert et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Mauffret et al., 2004; Schettino and Turco, 2006).** According to these models, the eastern Algerian margin might instead be considered a rifted stretched (e.g., **Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000**), or transcurrent (e.g., **Mauffret et al., 2004; Schettino and Turco, 2006**), continental margin segment, with implications on the way the slab escaped to the east.

The aim of the present study was to determine the crustal structure of the eastern Algerian basin and its southern margin in the Annaba region (**Fig. 2a**), to better constrain the kinematic models of the eastern Algerian basin and the eastward migration of the slab. This study is based on: (1) new data acquired in 2009 during the Sismique Profonde et Investigation Régionale au Nord de l'Algérie (SPIRAL) cruise, which included a 240-km-long onshore-offshore wide-angle seismic profile, deep-penetrating multichannel seismic (MCS) lines and gravimetric and magnetic data (**Fig. 2a**); and (2) additional available data that included multibeam bathymetry and high-resolution seismic data, industrial deep-penetrating MCS data, and complementary gravimetric and magnetic data (**Fig. 2a**).

## **2. Geological setting**

### **2.1. Kinematic reconstruction of the eastern Algerian basin**

The eastern Algerian basin forms a 150,000 km<sup>2</sup> basin that is bounded by the eastern Algerian margin to the south, the Sardinia Channel to the east, the Liguro-Provençal basin to the north, and the western Algerian basin to the west (**Fig. 1a**). Its oceanic nature is suggested by an ~400-km-wide and ~200-km-long set of magnetic anomalies that trend N-S to NW-SW as they diverge southward within the eastern Algerian basin (**Fig. 1a, insert**) (**Galdeano and Rossignol, 1977; Schettino and Turco, 2006**). Indeed, these are the only clear, regularly organized, magnetic anomalies that have been identified in the western Mediterranean domain. In other parts of the basin, disorganized magnetic anomalies have been interpreted as the result of irregular and sporadic accretion processes at the back of the subduction zones, based on the atypical structure of the oceanic crust (**Contrucci et al., 2001; Rollet et al., 2002**). In contrast, the set of regular anomalies observed within the eastern Algerian basin suggests that a steady oceanic accretion occurred in this part of the basin. The timing and geometries proposed for the formation of this part of the basin, however, vary from one model to another, mainly because the age of these anomalies is still not known. In the simplest model, the Algerian basin opened at the back of the AlKaPeCa blocks, as it migrated to the south with an arcuate shape (**Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Gelabert et**

al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Rosenbaum and Lister, 2004b; Michard et al., 2006; Schettino and Turco, 2006). The set of regular anomalies was explained by an oceanic accretion stage that resulted from the coeval divergent southward displacement of the Kabylies, and the Corso–Sardinian block toward the east (Gelabert et al., 2002), possibly along a complex spreading system that involved transform faults and triple junctions (Schettino and Turco, 2006).

Other models have proposed a two-stage oceanic opening. In these two-stage models, the south and southeast migration of the AlKaPeCa and Corso-Sardinia blocks was followed by oceanic accretion along a NW-SE spreading center, which led to the observed regular anomaly pattern (Cohen, 1980; Mauffret et al., 2004). As the Corso-Sardinia block is assumed to be fixed in its present-day position from 15-18 Ma ago, this implies that an ~400-km-wide oceanic domain opened toward the west. This might have been accommodated either by a N-S intra-oceanic subduction located at ~5°30'E (Cohen, 1980), or by the western migration of the neo-formed oceanic floor along a transform zone located north of the Algerian margin (Mauffret et al., 2004). In the first case, the oceanic accretion allowed the southwestward migration of the Lesser Kabylia toward the African margin after the Greater Kabylia collage (Cohen, 1980). In the second case, the accretion occurred after the coeval Greater and the Lesser Kabylia collages (Mauffret et al., 2004). These two-stage models where accretion occurred after the main collision phase are compatible with a STEP-fault evolution of the margin following the slab tear and the eastward migration of the slab along the eastern Algerian margin, symmetrical to the evolution proposed for the western Algerian margin by Medaouri et al. (2014) and Badji et al. (2014).

## 2.2. Geology of the onshore domain

The north Algerian geology derives from the Tethys Ocean closure during the Algerian basin opening, and the subsequent collage of the AlKaPeCa blocks along the North African margin. This is marked by the southward thrusting of the internal zones, formed by the Paleozoic European crystallophyllian basement of the AlKaPeCa blocks and its Mesozoic carbonated sedimentary cover, which is represented by the limestone of the 'Dorsale Kabyle' (Rivière et al., 1977; Bouillin, 1979; Géry et al., 1981; Djellit, 1987; Bracene, 2001), over the external zones formed by the North African margin (Fig. 2a). The North African margin is composed of parautochthonous Tellian units that include sediments from Trias to Eocene times (Fig. 2a), which lie above the African basement that outcrops more than 180 km south of the shoreline. Between the internal and external zones, the suture zone is marked by flysch units



of various ages. These correspond to allochthonous clastic sediment deposited in the closed Tethyan oceanic domain, and include the Massilian and Mauritanian flysch, which have been interpreted as Cretaceous deposits (Djellit, 1987), and the Numidian flysch, which has been interpreted as Oligo-Miocene deposits (Bouillin et al., 1970). These allochthonous flysch formations are found on the foreland, although they are also back-thrusted on the internal zones (Fig. 2a) (Durand-Delga, 1969).

The onshore part of the study area includes the different units of this Alpine collision zone: along the shoreline, the Edough Massif (Fig. 2a, Ed) corresponds to a crystallophyllian basement that is composed of a variety of Neoproterozoic and Paleozoic metamorphic rock (Laouar et al., 2002), which is locally overlain by allochthonous flysch, and has intrusions of eruptive rock (Hilly, 1962). The origin of this massif has been debated for a long time. Although at first it was considered as part of the African margin (Vila, 1980; Bouillin, 1986; Frizon de Lamotte et al., 2000; Caby et al., 2001), recent studies indicate that it is part of the European basement that forms the eastward extension of the Lesser Kabylia, and thus is part of the internal zones (Laouar et al., 2002; Bruguier et al., 2009). South of the Edough Massif, there is a large sedimentary basin that is formed by the African Mesozoic to Cenozoic sedimentary cover, between the Mellegue Massif and the Saharan flexure, with this area characterized by intense Triassic salt diapirism (Fig. 2a, “diapir area” (Di)) (Dubourdieu, 1956; Rouvier, 1977; Chikhi Aouimeur, 1980; Perthuisot and Rouvier, 1992). Between the diapir area and the Edough Massif, the E-W elongated, Quaternary Annaba basin extends over an area of ~1,200 km<sup>2</sup> (Fig. 2a, An). The Cretaceous to Oligo-Miocene flysch consists of several sheets that deformed and stacked along thrusts, to form an ~1.5-km-thick sediment pile with a complex internal structure (Hilly, 1962). The Numidian flysch is particularly well represented SE of Annaba, where its outcrops over 3,500 km<sup>2</sup> (Fig. 2a). The accurate location of the Alpine suture is not known in the study area. It is probably located underneath the flysch cover, south of the Edough Massif, and it probably extends to the east in the offshore domain (Fig. 2a).

### 2.3. Geology of the offshore domain

Little is known about the deep crustal structure offshore of the Annaba region. Indeed, previous studies have essentially been based on high-resolution seismic reflection data, which resulted in detailed imaging of the recent sedimentary cover. These data show that the margin and the deep basin edge were reactivated by contraction during the Plio-Quaternary (Kherroubi et al., 2009), with the recent margin inversion indicated by older deep

penetrating seismic profiles (**Mauffret, 2007**). The average Moho depth, as given by gravity modeling of the European plate, is of the order of 25 km below the margin and 15 km below the deep basin (**Grad et al., 2009**). East of the Annaba area, the Sardinian Channel is underlain by a 10-km-thick to 25-km-thick continental basement that is overlain by a 4-km-thick sedimentary cover, as shown by the wide-angle seismic data from the European Geotraverse project (**Peirce and Barton, 1992**). The basement crops out on Galite Island (**Fig. 1a**), and this is interpreted as part of the internal zones (**Tricart et al., 1994; Bouillin et al., 1998; Mascle et al., 2004; Belayouni et al., 2010**).

### 3. Acquisition, data quality and processing

In the present study, new geophysical data was acquired during the SPIRAL cruise, which was conducted on the R/V Atalante (Ifremer) in September-November 2009, along the Algerian margin. During this cruise, one onshore-offshore, wide-angle seismic profile (**Fig. 2a**, WA-An), four MCS lines, and magnetic and gravity data were recorded along the easternmost part of the Algerian margin and the adjacent deep basin (**Fig. 2a**, Spi18 to Spi21). MCS Line Spi18 is coincident with the wide-angle seismic profile WA-An.

The additional available data used included: (1) bathymetry and high-resolution seismic data acquired in 2005 during the Maradja2/Samra cruises (**Fig. 2a**, yellow lines) (**Déverchère et al., 2005; Domzig et al., 2006; Kherroubi et al., 2009; Yelles et al., 2009**); (2) time-migrated industry seismic lines provided by Sonatrach (**Fig. 2a**, lines L1 to L4); and (3) gravity and magnetic data (provided by CRAAG and Sonatrach) (**Fig. 2a**, lines L1 to L4).

#### 3.1. Wide-angle seismic data

The complete onshore-offshore profile is 240 km in length, along which 42 ocean-bottom seismometers (OBS) (**Fig. 2a**, red circles) and 25 land stations (**Fig. 2a**, red and black triangles) were deployed. The average spacing between the OBS and between the land stations was 3 km and 5 km, respectively. The OBS used were MicroOBS, MicroOBS+ and OldOBS from Ifremer (**Auffret et al., 2004**). The land stations used were of the Geostar-2000, Geodevice and Kinometrics types.

The seismic source used for the wide-angle profile was a 146-l airgun array tuned to the first peak, which was composed of eight 16-l airguns and two 9-l airguns. The airgun array generated 807 shots along the profile, every 60 s, leading to 150-m shot spacing.

The marine instrument positions were corrected for drift during their descent to the seafloor using the first-arrival direct wave. Clock drift of the internal clock of the sea-floor instruments was corrected linearly. On far offsets, the signal-to-noise ratio was improved by processing the OBS and land station data, to facilitate arrival identification and interpretation. The processing sequence included: spectral deconvolution (whitening), 4 Hz to 18 Hz band-pass filtering (Butterworth), and automatic gain control.

Offshore, all OBS except one (which was lost; GH14) recorded good quality data (e.g., see **Figs. 3 and 4**). For the P-wave arrivals, the data showed higher signal-to-noise ratio on the vertical geophone component than on the hydrophone and horizontal geophone components, with clear arrivals identifiable up to a 65-km offset in the deep basin, and a 50-km offset at shallow water depth (**Fig. 3a, b, and Appendix 1**). S-wave arrivals were also observed on the horizontal geophone of 18 OBS located within the deep basin (**Fig. 5b**, blue dots) for offsets that ranged between ~15 km and ~40 km (**Fig. 4**). The other OBS did not show any S-wave, either because the seafloor instruments were equipped with hydrophone only (**Fig. 5b**, black dots), or because S-waves did not get generated or were not detectable on the dataset due to poor signal-to-noise ratio (**Fig. 5b**, red dots).

For the onshore part of the profile, only the 13 stations located within an 80-km range from the shoreline recorded usable data (**Fig. 2a**, red triangles). The absence of useful signals from the other stations was probably related to the lack of energy at large offset and/or to complex geologic structures that affected the wave propagation, rather than to dysfunction of the instruments. The data acquired showed good signal-to-noise ratio, with identifiable arrivals for some stations, to ~70 km distance (**Fig. 3c, Appendix 1**). No S-waves were observed for these sections.

### 3.2. Multichannel seismic data

The SPIRAL MCS data (**Fig. 2a**, Spi18 to Spi21) were acquired using a 4.5-km-long streamer (Ifremer) composed of 360 channels with a 12.5-m interval. The seismic source was an airgun array composed of 13 airguns of various volumes tuned to the first bubble pulse, to generate low-frequency signals for deep penetration (dominant frequency, ~25 Hz) (**Avedik et al., 1993**). The seismic source used a total volume of 3040 cubic inches (49.8 l), with an inter-shot of 20 s, which provided 50-m shot spacing. The MCS data were recorded with a 4-ms sample rate.

The processing sequence applied to the data used the Geocluster software (CGG Veritas package), and included: (1) quality control of the dataset; (2) zero-phase conversion of

the single bubble wavelet; (3) common mid-point (CMP) gathering (CMP distance, 6.25 m; coverage, 45-fold); (4) reverse Q-filtering to remove the nonstationary phase components of the data, and external mute for the removal of the stretched part of the signal of the refracted waves; (5) normal moveout (NMO) velocity analyses performed every 200 CMP (1250 m), in three successive iterations; (6) spherical divergence correction based on the compensation laws (**Newman, 1973**) and the smoothed NMO-velocity model; (7) multiple attenuation using the two complementary methods of surface-related multiple elimination based on the subtraction of a model of the multiple to the dataset (**Berkhout and Verschuur, 1997**), and a parabolic stack radon transform based on the velocity difference between the multiples and the primaries (**Bradshaw and Ng, 1987**); and (8) Kirchhoff pre-stack time migration. The final pre-stack time migration velocity model was obtained after five iterations of velocity picking performed on migrated CMPs every 1250 m. The processed section was plotted after application of a two-window, time-variant, Butterworth frequency filter of [3-8-20-30 Hz] and [3-8-20-30 Hz], applied from the seabed to the top of the acoustic basement, and deeper than the top of the acoustic basement, respectively (**Fig. 5**).

The additional multichannel seismic lines L1 to L4 of **Figure 2a** were acquired and processed in 2000 by Western-Geco (**Cope, 2003**) for Sonatrach. The seismic source consisted of a tuned first peak from a sleeve airgun array of 3,000 ci (45 l) shot at a pressure of ~2,000 psi and towed at 6 m in depth (**Arab et al., 2014; Medaouri et al., 2014**). The shot point interval was 25 m. The receiver was a 480-channel (12.5 m each), 6,000-m-long streamer towed at 8 m in depth. The processing sample interval was 4 ms for a processing record length of 10,000 ms (**Arab et al., 2014**). The processing sequence is detailed in **Medaouri et al. (2014)**.

### 3.3. Gravity and magnetic data

Four gravity and magnetic profiles were acquired offshore of the Annaba area during the SPIRAL cruise along the MCS lines (**Fig. 2a**, white lines). The gravity data were recorded with a 25-m inter-station spacing, using a Lockheed Martin BGM-5 gravimeter. These data were tied to absolute gravity via a reference point located in Oran Harbor (**Fig. 1a**) and using a terrestrial Scintrex CG3 gravimeter. One gravity measure was recorded every 10 s, after filtering. The instrument drift was linearly corrected between ties, before and after the cruise. The Free Air and the Bouguer anomalies were calculated after Eötvös correction, with 1-mGal precision. The magnetic data were recorded at 150-m (60-s) intervals, using a SeaSPY

magnetometer, which measured the total intensity of the geomagnetic field with an ~0.2-nT precision.

The distances between the SPIRAL profiles, which were of the order of 12 km, did not provide adequate coverage for gravity and magnetic anomaly mapping, so that existing data provided by Sonatrach were also used (**Fig. 2a**, black lines). These existing profiles had an average length of 80 km. The gravity dataset was tied to absolute gravity.

## 4. Results

### 4.1. Morphology

The easternmost Algerian margin is characterized by two distinct morphological domains, with the location of the wide-angle profile marking the limit between these two. West of the wide-angle line (**Fig. 2b**, the western margin segment), the continental shelf reaches a maximum width of 15 km within the Skikda Bay, and reaches half this width west and east of the bay, offshore of Cap de Fer (**Fig. 2b**, CDF). The continental slope extends over 18 km and shows a regular, abrupt, 8° average slope. This sector is marked by abundant erosive gullies that generally run parallel to the slope line. Offshore of Cap de Fer, the slope has a 12-km-wide, dome-like, rounded shape (**Fig. 2b**, D). East of the wide-angle line (**Fig. 2b**, eastern margin segment), the continental shelf from Annaba Bay to the Tunisian border is wider (~25 km) (**Figs. 2a, b**). Here, the slope is greater, and of the order of 35 km, and it is marked by a slope break located mid-slope. The slope is gentle (4°) in its upper part, which extends over 25 km, and sharply increases at the deep slope to reach 9° on average.

The deep basin shows a smooth morphology and a uniform depth throughout the study area, with a maximum depth of ~2,800 m. The seafloor depth gradually decreases east of Line Spi21, while approaching the Sardinia Channel (**Fig. 2a**). Along the continental slope and between 7°35'E and 8°00'E, a ~2,500-m-deep, ~27-km-long step overhangs the rest of the abyssal plain (**Fig. 2b**, ST). This step was interpreted as the result of recent margin reactivation (**Kherroubi et al., 2009**).

### 4.2. Multichannel seismic data interpretation

#### 4.2.1. Architecture of the acoustic units

The seismic interpretation proposed below is based on the seismic units defined in previous studies conducted on the Algerian margin and within the adjacent deep basin. All of these



studies use the Messinian units (as mobile unit [MU] and upper unit [UU]) and surfaces (as Messinian erosion surface [MES]) for chrono-stratigraphic markers, as they can be recognized easily in the seismic lines (Auzende, 1978; Déverchère et al., 2005; Domzig et al., 2006; Domzig, 2006; Mauffret, 2007; Kherroubi et al., 2009; Yelles et al., 2009) and they have been well dated (5.96-5.32 Ma; Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999). We thus defined three sedimentary seismic units, as Messinian (UU-MU), pre-Messinian (Pre-MSC) and post-Messinian (Plio-Quaternary, PQ) units, using the nomenclature proposed by Lofi et al. (2011a, 2011b) on the basis of a recent compilation of Mediterranean studies. It should be noted that a Messinian lower unit (LU) is observed locally within the Mediterranean Sea below a MU (Lofi et al., 2011a; 2011b; Arab et al., 2014). However, because the Messinian LU could not be clearly identified in the low-resolution dataset of the study, it was included in the Pre-MSC unit in our interpretation of the seismic data.

#### 4.2.2. Acoustic units in the deep basin

Along the main MCS profile (Spi18), which is coincident with the wide-angle profile, the Messinian units form a clear set of reflectors within the sedimentary cover observed between 4-s and 5-s two-way travel times (stwt) in the deep basin (Fig. 5, Spi18). These units consist of the UU and the underlying MU. The UU is ~0.35-stwt thick, and has a typical layered facies that shows high amplitude, and high continuity reflectors (Lofi et al., 2011a). Below UU, the MU forms folds and diapirs. The top of the MU is observed at ~4.4 stwt, which is mostly the same depth as elsewhere in the western Mediterranean (Domzig, 2006; Kherroubi et al., 2009; Lofi et al., 2011a). We note a slight change in the Messinian unit facies and deformation along the seismic line. Close to the margin, the UU reflectors appear to be continuous and the salt tectonics are characterized by well-designed folds and diapirs, whereas far from the margin, numerous diapirs of smaller size interrupt the UU reflectors (Fig. 5). Here, the result is a complex structure of the Messinian unit, so that it is difficult to define the exact shape of the MU diapirs among a discontinuous UU unit. These Messinian units (UU, MU) pinch out along the margin toe at 2.6 stwt and 4.0 stwt, respectively (Fig. 5).

Above the Messinian units, the PQ unit is characterized by high continuity, low amplitude reflectors. The PQ unit thickens from the central part of the deep basin to the margin toe, from ~0.3 stwt to ~1 stwt.

Below the UU and MU units, the Pre-MSC unit is characterized by sub-horizontal stratification, especially at the southern edge of the basin below the bathymetric step (Fig. 5,

ST). The Pre-MSC unit shows a relatively constant thickness in the central part of the deep basin (~1-1.2 stwtt), to the northern edge of the bathymetric step. Here, the thickness of the Pre-MSC unit sharply increases, to reach ~1.7 stwtt below the bathymetric step.

Far from the margin, the top of the acoustic basement is marked by an irregular, discontinuous reflector at ~5.8 stwtt depth. As this approaches the margin, it shows enhanced continuity and it deepens to 6.5 stwtt (**Fig. 5**). At the basin edge, the Pre-MSC and MSC units are folded and uplifted below the bathymetric step. The vertical throw of the seismic markers along the northern step edge, which was of the order of ~0.6 stwtt, has been explained by Plio-Quaternary contractive deformation of the margin (**Kherroubi et al., 2009**).

Similar facies and distribution of the shallowest acoustic units are observed throughout the deep basin of the study area. In particular, the discontinuous basement top shows a uniform depth of ~5.8 stwtt through the deep basin, ~15 km from the slope toe and beyond. In the ~15-km-wide area that bounds the margin, the top of the basement has enhanced continuity and smoother morphology as it deepens, to reach 6.5 stwtt to 6.9 stwtt, as the Pre-MSC unit is thicker in this area. An exception is the easternmost part of the area, where the basement top lies at ~5.5 stwtt over a 35-km distance from the slope toe (**Fig. 6**). Here, it is thus shallower than elsewhere in the vicinity of the margin. All along the eastern part of the Algerian margin, the changes in the basement top geometry and facies toward the margin coincide with the lateral change in the Messinian unit acoustic facies described above for Line Spi18.

At CMP number ~8,000 along Line Spi18, an ~15-km-wide relief is formed by the top of the pre-Messinian unit (**Fig. 5**). The Messinian and post-Messinian units bevel on the relief sides, whereas the pre-Messinian reflectors dip gently toward the relief edges. This relief is also observed along Line Spi19 (see **Fig. 2a** for location), at its junction within Line Spi18.

#### **4.2.3. Acoustic units on the continental margin**

Along Line Spi18, below the continental slope and the continental shelf, the Messinian event is characterized by a MES that truncates the underlying reflectors (**Fig. 5**). Above the MES, the PQ unit has a thickness of between 0.1 stwtt and 0.5 stwtt. Under the MES, the upper part of the Pre-MSC unit is characterized by sets of dipping reflectors with opposite dip (**Fig. 5**). To go further into the seismic interpretation of the seismic units along the margin, we used the high-resolution seismic lines available in the study area, which show different images between the eastern and western segments of the study area.

Along the eastern segment of the study area, which is marked by a smooth morphology (**Fig. 2b**), the high-resolution seismic reflection lines show that the Pre-MSC unit can be split into three units: Fb, Fc, and Mio (**Fig. 7a, b**). The Mio forms the deepest unit at the top of the acoustic basement and is overlain in unconformity by Fb and Fc, which differ from each other according to their acoustic facies. The seismic unit Fb is characterized by clear sub-parallel reflectors, whereas Fc is devoid of reflectors, or shows a chaotic pattern (**Fig. 7b**). The Fb and Fc units can be divided into sub-units that show lateral extensions of ~5 km to ~12 km. Each Fb and Fc sub-unit is characterized by its own deformation and reflectivity patterns, and the contact between the sub-units is sharp and is usually marked by clear unconformities (**Fig. 7b**). Locally, lateral changes in reflectivity inside some of the sub-units accompany increases in the reflector dip, which suggests that a complex internal organization prevents seismic imaging of the sub-unit reflectors (see for example **Fig. 7b**, for CMP numbers ~1,500 to 2,000, or 2,200 to 2,600). The density of the available seismic lines is not sufficient to define the three-dimensional (3D) accurate spatial organization of the Fb and Fc sub-units. It is however clear that they are folded in the lines shot both parallel and perpendicular to the margin, and that the sharp contact between the folded sub-units is tectonic rather than erosive (**Fig. 7a, b**). As the numerous folds imply a contractive tectonic environment, these contacts are interpreted as thrusts, which lead to the stacking of the subunits over thicknesses that locally reach ~1.4 stwtt (**Fig. 7a**) (i.e., ~2,800 m, according to the velocity-depth model). The seismic lines show that the Fb and Fc subunits are observed below the slope and up to the shelf break, which is located ~20 km from the shoreline (**Fig. 7a**). This suggests that they probably extend below the continental shelf, although at such a shallow depth, the strong multiple prevents their imaging.

Below Fb-Fc, Mio is characterized by low-frequency, low-dipping reflectors. These reflectors are characterized by a deformation pattern that differs from that observed in Fb-Fc. The Fb-Fc/Mio boundary is marked by a high-amplitude, irregularly shaped and discontinuous reflector that gently dips toward the deep basin (**Fig. 7a, b**). Across this boundary, the clear unconformity and the change in the deformation style between Fb-Fc and Mio strongly suggest that it corresponds to a major tectonic contact that allows the emplacement of Fb-Fc sub-units above Mio.

Along the western segment of the study area marked by rough morphology (**Fig. 2b**), the seismic image is very different from that of the eastern segment. The MES shows an irregular topography (**Fig. 7c**). The PQ unit is thinner than in the eastern segment, with a thickness between 0 stwtt and 0.3 stwtt that shows local thickening up to ~0.4 stwtt. In this

area, the maximum penetration below the Messinian surface is of the order of  $\sim 1.7$  stwt, and is thus much lower than in the eastern zone. Only a few, low-frequency reflectors are observed locally just below the PQ unit. These rare reflectors show poor lateral continuity, except at the deep margin, where Pre-MSC reflectors are clearly identified over a thickness of a few hundreds of milliseconds of two-way times (**Fig. 7c**). Here, the Pre-MSC reflectors show abnormally high dip, compared to elsewhere in the study area.

### 4.3. Wide-angle seismic data modeling

#### 4.3.1. First arrival seismic tomography

The travel-times of all first arrivals were picked (**Fig. 3**) and modeled using the Tomo2D tomographic inversion code, to calculate the velocity field along the onshore-offshore wide-angle seismic profile (**Korenaga et al., 2000**). A weight was assigned to the picks according to the quality of the seismic data. This quality depends on the signal-to-noise ratio, and the signal impulsiveness and lateral continuity on several consecutive shots. Four quality levels were defined for the first arrival picks, based on the picking uncertainty. This picking uncertainty was estimated as the time difference between a given pick and the averaged line crossing the 10 neighboring picks. This varied from 0.016 s (twice the sampling interval) for the clearest arrivals observed at the small offset and/or with high amplitude, to 0.1 s for noisy and less-impulsive arrivals that showed low lateral coherence at large offsets. On some OBS, multiple arrivals were clearer than primary arrivals for offsets greater than 70 km. In this case, the multiple travel-times were picked and the time differences between the multiples and the primaries were subtracted for the modeling. For these picks, the uncertainty was estimated to be 0.13 s. Altogether, more than 14,000 picks were used for the modeling, including  $\sim 38\%$  of excellent quality (uncertainty, from 0.016 to 0.035 s),  $\sim 49\%$  of medium uncertainty (from 0.07 to 0.1 s), and 13% with an uncertainty of 0.13 s.

We performed the inversion for the testing of more than 20 different initial models, with different combinations of input parameters (e.g., smoothing, damping, correlation length). The final model was selected based on the lowest root mean square (RMS) error that led to a geologically plausible structure while avoiding small artefacts that might have resulted in lower RMS, without being supported by the data. The final velocity–depth model (**Fig. 8**) has a RMS of 0.12.

In the deep basin, the iso-velocity lines of the velocity model are broadly horizontal (**Fig. 8a**), with a velocity gradient greater than  $0.5 \text{ km/s}^2$ , and velocities between 1.6 km/s and

5.0 km/s from the seafloor down to ~7.0 km in depth. Deeper, between 7.0 km and 12.5 km in depth, the crustal basement velocities range between 5.0 km/s and 7.0 km/s, as the velocity gradient decreases to 0.2 km/s<sup>2</sup> to 0.4 km/s<sup>2</sup> (**Fig. 8a, b**). A ~20-km-long anomaly can be observed at ~50 km along the velocity model, where the isovelocity contours representative for sedimentary layers (1.6 km/s to 3.0 km/s) dome up, and those for basement velocities between 6 km/s and 7.5 km/s deepen, thereby indicating a local thickening of the crust (**Fig. 8a, b**). Below the continental slope, the shallow part of the model characterized by sedimentary velocities gradually thins toward the continent, whereas the 7 km/s isovelocity contour deepens from 12 km to 25 km, which indicates a southward gradual thickening of the crust. In the basement, the velocity gradient of 0.1 km/s<sup>2</sup> to 0.2 km/s<sup>2</sup> is lower than that observed for the crust of the deep basin (**Fig. 8b**).

This tomographic model shows the main structures of the velocity-depth distribution, but fails to image details such as velocity contrasts along interfaces, velocity inversions, or highly detailed velocity gradients in the subsurface layers, as only first arrivals are used and the grid size was 0.5 km × 0.5 km. To better constrain these parameters, forward-type modeling was performed using a combination of information taken from the wide-angle data and from the coincident reflection MCS profile Spi18.

#### 4.3.2. Forward modeling of P-wave travel-times

The forward modeling consisted of 2D ray tracing within a 2D velocity-depth model to fit the observed travel-times of both the refracted and reflected arrivals observed in the dataset (**Zelt and Smith, 1992**) (**Fig. 9**). The modeling was performed on the set of first arrival picks that were previously used for the tomographic inversion, complemented by a set of second arrivals picked from refracted and reflected P-waves (**Fig. 9a and Appendix 1**), considering an uncertainty between 0.03 and 0.13 s. The geometry of the sedimentary layer boundaries was given by the interfaces picked along the coincident MCS Line Spi18 (**Fig. 5a**). The depth of the layers was then adjusted using velocity information determined from the wide-angle seismic data, from top to bottom of the model, to reduce the misfit between the observed and calculated travel-times (**Fig. 9b, c**).

The quality of the velocity-depth model is evaluated by considering the fit between the predicted and observed travel-times, which was evaluated by the RMS error and the chi-square ( $\chi^2$ ) parameter. The  $\chi^2$  is defined as the RMS travel-time misfit between the calculated and observed arrivals normalized to the picking error. The RMS travel-time misfit obtained was 0.114, with a  $\chi^2$  of 1.799, for a total number of 22,289 picks correctly reproduced by



modeling (**Table 1**). These modeled picks correspond to more than 87% of the 25,541 arrivals picked along the seismic sections, including the refracted and reflected waves. Given the large number of modeled picks for the Pg (8,360), Pn (2,815) and PmP (2,357) taken into account for modeling (**Table 1**), even the deep structure was constrained with confidence.

Phase	Number of modeled picks	RMS error (s)	$\chi^2$ error
Water	1865	0.035	0.245
Ps2	1207	0.077	1.202
Ps3	1905	0.123	3.065
PsP1	958	0.060	0.739
PsP2	1406	0.067	0.919
PgP1	1416	0.072	1.504
Pg1	2391	0.107	1.550
Pg2	5969	0.153	2.877
Pn	2815	0.118	1.698
PmP	2357	0.111	1.490
<b>All phases</b>	<b>22289</b>	<b>0.114</b>	<b>1.799</b>

**Table 1.** Residual travel-times and  $\chi^2$  errors for all of the phases picked along the Annaba wide-angle profile.

Two-point ray tracing between source and receivers shows well-resolved and unconstrained parts of the velocity model (**Fig. 10**). The ray coverage was generally very good, due to the good quality of the data and to the close shot and receiver spacing. In the marine part of the model, the superficial, intermediary and deep layers were well sampled by reflected and turning rays. For the continental part, the superficial and intermediary layers were less well sampled southward towards the end of the line. This was because the shots were fired only in the marine part, which meant that the model was not reversed from km-115 to the end of the profile. In this region, the velocity–depth model was thus less constrained.

The resolution parameter was defined by the number of rays that passed along a given velocity node, and therefore it depended on the node spacing (**Zelt and Smith, 1992**). Layers defined by a large number of velocity nodes need numerous rays that pass through each node, to be well constrained, while layers with smaller numbers of nodes can be well constrained by just a few rays that pass through the layer. Nodes with values greater than 0.5 are considered to be well resolved (**Fig. 10**, white and yellow areas). Most parts of the model have good resolution (values > 0.7), which indicates that each velocity node is well constrained (**Fig. 10**). The resolution decreases to 0.5 for depths greater than 15 km offshore, because the Pn was observed only on a few OBS sections. The onshore part of the model shows a

572 resolution of  $\sim 0.5$ , due to the absence of reverse shots in this region. Care was taken to  
573 include the fewest possible velocity nodes in this region.

574  
575 The 2D velocity depth model resulting from forward travel-times and amplitude  
576 modeling consists of 8 layers (**Fig. 11**). The water layer was modeled with a velocity of 1.54  
577 km/s. This relatively high velocity is consistent with values reported in the literature for the  
578 Mediterranean Sea (**Klingelhoefer et al., 2008; Gailler et al., 2009; Leprêtre et al., 2013;**  
579 **Mihoubi et al., 2014**). It can be explained by the high salinity of the Mediterranean basin  
580 seawater.

581 The structure of the eastern Algerian margin and the adjacent deep basin offshore of  
582 Annaba was modeled according to the six units (**Fig. 11**) that correspond to the seismic units  
583 defined on the MCS Line Spi18 (**Fig. 5**), and also to the acoustic basement and the  
584 Mohorovicic discontinuity (Moho). From top to bottom, these units are:

585 - The PQ layer, which is modeled using velocities from 1.9 km/s to 2.2 km/s, and thicknesses  
586 from  $\sim 400$  m to  $\sim 1,000$  m.

587 - The Messinian layer UU-MU that has velocities from 3.4 km/s to 3.8 to 4.0 km/s, and a total  
588 thickness of from 500 m to 1,500 m. The two Messinian units UU and MU are modeled by a  
589 single layer, as a subdivision into two layers is not required to successfully model the wide-  
590 angle seismic data, and the modeling was undertaken using the minimum structure approach.  
591 The complex shape of the top the Messinian units observed on the MCS line is slightly  
592 smoothed in the velocity model, to avoid instabilities of the modeling code.

593 - The pre-Messinian sedimentary units, Pre-MSc, modeled by two velocity layers: in the deep  
594 basin, the shallowest Pre-MSc1 unit has velocities from 3.0 km/s to 4.0 km/s, and the deepest  
595 Pre-MSc2 unit has velocities from 4.0 km/s to 4.8 km/s. The Pre-MSc1 unit is characterized  
596 by velocities lower than the velocities defined for the Messinian layer, and it allows the  
597 modeling of the shadow zone observed between arrivals Ps2 and Ps3 observed on some OBS  
598 records within the deep basin (**Fig. 9 and Appendix 1**). The Pre-MSc2 unit allows modeling  
599 of a refracted arrival Ps3 that is clearly observed in the data (**Fig. 9**), and that shows velocities  
600 greater than those defined for the Messinian layer. The absence of discontinuity within the  
601 Pre-MSc unit in the MCS lines (**Fig. 5**), and the absence of a velocity step between the Pre-  
602 MSc1 and Pre-MSc2 units within the velocity model, both suggest that this limit does not  
603 correspond to a vertical change within the sedimentary cover. Indeed, the limit between these  
604 two units marks the value of the velocity that becomes greater than the velocity within the  
605 Messinian layer, which allows the re-emergence of refracted waves.

At the continental margin, the shallowest pre-Messinian layer, the Pre-MS1 unit, has velocities from 3.0 km/s to 4.0 km/s (**Fig. 11**). It is 3 km thick at the deep margin, and thins rapidly upslope. The Pre-MS2 gradually thins below the margin, while the velocities increase from sedimentary to crustal velocities (4.0-4.8 km/s to 5.1-5.2 km/s) between km-100 and km-117 along the velocity–depth model. As the velocity–depth model is poorly constrained by the P-wave travel-times in the shallow southern on-land part (**Figs. 10 and 11**), indirect constraints provided by gravimetric studies (**Bouabaya, 2006**) and by geological observations were used to build this part of the initial velocity–depth model. On land, the wide-angle line crosses the diapir area, which corresponds to the thick sedimentary cover of the African basement (**Fig. 2a**). Its thickness is not known accurately, although gravity modeling indicates a thickness of ~4 km for the sedimentary layer in this area (**Bouabaya, 2006**), while a gravimetric study conducted in western Tunisia indicated that the depth of the Paleozoic sediments might exceed 5 km (**Jallouli et al., 2005**). However, it appears from forward modeling that thicknesses of the order of 4 km to 5 km did not allow correct modeling of the observed travel-times, and the best results were obtained for a 2-km-thick to 3-km-thick layer with an average velocity of 3.5 km/s (**Fig. 11**). It should be noted that the terrestrial part of the model is not covered by the reverse shots, and thus precise modeling of the reflectors at this place was not possible.

Below the sedimentary units, two layers with crustal velocities that correspond to the acoustic basement were identified in the MCS data. The shallowest layer that corresponds to the upper crust (UC) was characterized by velocities from 4.8 km/s to 6.0 km/s. The deeper layer that corresponds to the lower crust (LC) was defined by velocities from 6.0 km/s to 7.1 km/s. The whole crust was ~5.5 km thick within the deep basin. However, between 40 km and 65 km along the forward velocity–depth model, a 2 km over-thickening of the basement layers can be observed (**Fig. 11**), which was also imaged in the tomographic model (**Fig. 8**). This crustal over-thickening was located below the bump formed by the Pre-MS1 unit described in the MCS Line Spi18 (**Fig. 5**). Below the continental slope, the crustal layers showed a sharp increase in thickness from ~7 km at the basin edge to more than 20 km at the shoreline. Here, the uppermost crustal layer reaches the surface. A similar velocity increase at shallow depth was also observed in the tomography model (**Fig. 8**), which confirms its existence.

The deepest layer of the model (the upper mantle; UM) was characterized by velocities of the order of 8 km/s. The depth of the Moho was ~12 km beneath the deep basin, and this gradually deepened below the margin, to reach ~25 km at the shoreline.

#### 4.3.3. S-wave travel-time modeling

A total of 1,574 S-waves arrivals were picked in the deep basin (**Fig. 4 and Appendix 2**). These S-waves, which cannot be produced by the seismic source triggered in the water layer, result from a conversion of P- to S-waves at subsurface interfaces.

The modeling of the S-wave travel-times was performed by ray tracing, to determine the interface along which the conversion from P-waves to S-waves occurs, the layers in which the S-waves propagate, and the S-wave velocity and the related value of the Poisson's ratio ( $\sigma$ ) in these layers, computed according to the relation:

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}$$

In a first step, the S-wave velocities and the Poisson's ratio values were assumed for the different layers of the final P-wave velocity–depth model presented in **figure 11**, based on a compilation of values given in the literature for the oceanic crust and the underlying upper mantle (**Christensen, 1978; Spudish and Orcutt, 1980; Purdy, 1983; Karson et al., 1984; Price and Morgan, 2000**). Ray tracing in this velocity–depth model was then performed (**Fig. 12**), and comparisons of the picked/computed travel-times were made, to determine the interface of the model along which the P-wave to S-wave conversions occurred. For each tested interface, the Poisson's ratio and related S-wave velocity were changed, until a satisfactory fit between the computed and observed travel-times was obtained.

The P-wave to S-wave conversion interface is known to be associated with high impedance contrast (**White and Stephen, 1980**), which is usually provided by the seabed, the top of the salt layer, or the top of the oceanic crust, so each of these three interfaces was tested. Whatever the conversion interface was, the ray tracing indicated that the observed S-waves traveled down to the deepest layers of the LC and UM models (**Fig. 12b**). Based on the P-wave velocity within the upper mantle UM ( $\geq 8.0$  km/s), we considered a constant Poisson's ratio of 0.25, as usually given for mantle rock at a similar depth (**Christensen, 1978; Spudish and Orcutt, 1980; Purdy, 1983; Karson et al., 1984; Price and Morgan, 2000**). For each tested conversion interface, Poisson's ratio values in the crustal layers were tested to adjust the computed to the observed travel-times, and the corresponding S-wave velocity was determined.

These tests demonstrate clearly that conversion at the seabed leads to unrealistic values of the Poisson's ratio in the LC of  $\sim 0.24$ , which falls without the bounds defined for crustal rock (Christensen, 1978; Spudis and Orcutt, 1980; Purdy, 1983; Karson et al., 1984; Price and Morgan, 2000). No value of the Poisson's ratio was found to successfully model the S-wave travel-times. Indeed, the best fit was finally obtained for a conversion that occurred at the top of the Messinian salt layer (Fig. 12b). This result is consistent with our observation of the S-wave only where the Messinian salt layer is thick in the deep basin (Fig. 5), and with previous studies that indicated that the top of the salt layer is a good candidate for this kind of conversion in the Mediterranean basin (Lelgemann and Klaeschen, 1999) and elsewhere (Ogilvie and Purnell, 1996). This is probably because this interface is associated with a high impedance contrast, as required for this type of conversion (White and Stephen, 1980). With a P-wave to S-wave conversion occurring at the top of the salt layer, the travel-times and the offsets of the S-waves were best reproduced for a Poisson's ratio of 0.28 (Fig. 12c) and an average  $V_s$  of 3.6 km/s in the LC layer. For these values, the RMS travel-time misfit was 0.162, and  $\chi^2$  was 6.347. For a perturbation of 0.02 (7.2%) of the Poisson's ratio in the LC, the percentage of the modeled picks decreased significantly (Fig. 12c). We thus estimate the final value of the Poisson's coefficient in the LC to be  $0.28 \pm 0.1$ .

#### 4.4. Gravity and magnetic maps

The free-air-anomaly gravity map shows values from -57 mGal to +87 mGal (Fig. 13a). The map in figure 13a shows two E-W elongated positive anomalies: the first marks the continental shelf and the adjacent continental slope, with greater than +80 mGal offshore of the Edough Massif (Fig. 13a); the second one is within the deep basin north of  $37^{\circ}36'N$ . Between these two positive anomalies, a set of negative anomalies with values lower than -50 mGal mark the edge of the deep basin, just north of the slope toe. This set consists of three E-W to NE-SW trending anomalies and it appears to extend further to the NE.

The magnetic anomaly map shows values from -238 nT to +318 nT (Fig. 13b). This map shows several long-wavelength anomalies (extension,  $\geq 25$  km). Two negative anomalies, A1 and A2, with values from -52 nT to +13 nT and from -52 nT to +54 nT, respectively, correspond to the Skikda and Annaba Bays. Between these two negative anomalies, there are two positive anomalies, A3 and A4, with values from +95 nT to +318 nT. The A3 anomaly corresponds to the dome-like part of the continental slope that was observed offshore of Cap de Fer (Fig. 13b). In the northern part of the study area, the deep basin is characterized by



negative anomalies, from -100 nT to -238 nT. These negative values sharply increase to positive ones along a NS trending corridor located at  $\sim 8^{\circ}\text{E}$ , west of the Sardinia Channel.

## 5. Discussion

The velocity–depth model computed from forward modeling can be split into three domains that show distinct velocity–depth features. Comparison of the 1D velocity–depth profiles extracted from underneath the basement for each of these three domains (**White et al., 1992; Christensen and Mooney, 1995**) help to define the extent of each of the domains of different nature of the crust along the wide-angle profile (**Fig. 14**). Subsequently the discussion is extended throughout the study area, using the interpretation of the seismic reflection lines, which are crucial to discuss the nature and origin of the margin sediment and the lateral changes in the margin structure and in the continent transition location. Finally, we propose a scenario for the geodynamic evolution of the eastern Algerian margin and its adjacent basin that is deduced from these new results.

### 6.1. Structure of the deep basin

#### 6.1.1. Southward thickening of the sediment

In the northern part of the model, the sedimentary cover of the deep basin shows an  $\sim 3\text{-km}$  thickness that increases to  $\sim 5\text{ km}$  at the foot of the margin (**Fig. 11**). The seismic reflection data indicated that in detail, the thickening was gradual for the post-MSU units, and was sharp in the  $\sim 15\text{ km}$  area bounding the slope toe for the Pre-MSU unit. Here, the local over-thickening of the Pre-MSU unit is underlined by a continuous negative gravity anomaly that reaches minimum values of  $\sim 50\text{ mGal}$  (**Fig. 13a**). The large-scale southward increase in the sediment thickness that was already observed in the 1970's all along the Algerian margin had been interpreted as the result of lithospheric bending related to the Algerian margin contractive reactivation (**Auzende et al., 1972; Auzende et al., 1975**). Near the margin, the short wavelength over-thickening can be partly explained by thrusts related to the margin reactivation (**Kherroubi et al., 2009**). However, over-thickening was still observed a few kilometers north of the reactivated area, where the Pre-MSU unit is not deformed. This might be due to the presence of Oligocene sediment that contributed to the thickening of the Pre-MSU unit, and also to higher rates of Miocene subsidence along the margin toe (**Arab et al., 2014**). The easternmost part of the study area (**Fig. 6, Line Spi21**) is an exception, as the Pre-

MSC unit is thinner here than elsewhere, above a shallower basement marked by an increase in the gravity anomaly values (**Fig. 13b**).

### 6.1.2. A thin magmatic oceanic crust

From the northern end of the profile up to 75 km (**Fig. 11**, oceanic domain), the crust is modeled using two layers. The shallowest layer, UC, is 2.2 km thick, with velocities from 4.8 km/s to 6.0 km/s, while the deepest, LC, is 3.3 km thick, with velocities from 6.0 km/s to 7.1 km/s. These velocity values are situated within the bounds of the oceanic crust, as compiled by **White et al. (1992)** for the Atlantic Ocean (**Fig. 14a**). However, except between 40 km and 60 km, the crust is ~5.5 km thick, thinner than the typical oceanic crust, which usually has a thickness of 7 km (**White et al., 1992**). Nevertheless it is consistent with the oceanic crust thickness in other parts of the western Mediterranean Sea (**Hinz, 1973; Vidal et al., 1998; Contrucci et al., 2001; Gailler et al., 2009; Grevenmeyer et al., 2011; Leprêtre et al., 2013; Mihoubi et al., 2014**) as compiled by **Gailler et al. (2009)** (**Fig. 15a**).

An abnormally thin oceanic crust is frequently associated with processes of oceanic floor creation that are dominated by tectonic extension rather than by magmatic accretion, either due to very slow accretion rates (**Jackson et al., 1982; Minshull and White, 1996; Grevenmeyer et al., 1997; Jokat et al., 2007**), or to an abnormally cold accretion context, like along intra-oceanic fracture zones or transform margins (**Fox and Gallo, 1984; White et al., 1984; Sage et al., 1997**) or along ocean-continent transition during the earliest phases of ocean spreading (**Whitmarsh et al., 1996; Nicholls et al., 1981**). In these cases, the seismic crust often includes altered peridotites, and presents specific velocities and thicknesses, as illustrated by the examples compiled in **figure 15b**. Crustal velocities range from 5.0 km/s to 5.5 km/s, and from 7.8 km/s to 8 km/s, with the velocity controlled by the degree of serpentinization that decreases with increasing depths (e.g. **Christensen, 1966; Francis, 1981; Minshull et al., 1991**). Velocities of the order of 7.5 km/s or more are systematically found at the base of the seismic crust. The crust is modeled by a 4.0-km thick to 5.0-km-thick layer (**Dean et al., 2000; Van Avendonk et al., 2006; Afilhado et al., 2008; Prada et al., 2014**) (**Fig. 15b**). This thickness corresponds to the maximum depth reached by the hydrothermal circulation that is responsible for serpentinization of the upper mantle material (**Francis, 1981; Minshull et al., 1991; Chian et al., 1999; Dean et al., 2000**). In the Annaba area, the distinct velocity gradients within the two crustal layers (0.55 km/s and 0.33 km/s, for the UC and LC, respectively), and the absence of velocities greater than 7.1 km/s at the base

of the seismic crust, suggest that although the crust is thinner than the normal oceanic crust, it is not dominantly composed of altered peridotites.

The Poisson ratio provides further arguments to discuss the nature of the crust. The value of the Poisson ratio in the Annaba area is constrained to be  $\sim 0.28$  in the LC. This value falls within the bounds given for gabbroic rock (**Carlson and Miller, 1997**), but out of the bounds given for altered peridotites (**Miller and Christensen, 1997**), even if pure gabbro and peridotites with 10% to 20% serpentinites can show similar Poisson's ratios at P-wave velocities of 6.1 km/s to 7.2 km/s (**Horen et al., 1996**). These data strongly suggest that the nature of the lower oceanic crust offshore of Annaba is dominantly magmatic, and composed of gabbroic rock rather than of peridotites, even if small amounts of more or less altered mantle rock cannot be excluded. The crustal 1D velocity–depth profile in the Annaba deep basin is very similar to that modeled for Mohns Ridge (**Fig. 15c**). Here, geochemical data were combined with the results of wide-angle modeling to show that the oceanic crust is abnormally thin, but composed of a continuous magmatic crust, made of gabbro and basalt (**Klingelhofer and Géli, 2000; Klingelhofer et al., 2000**). In this case, slow but hot accretion processes have led to low but steady magmatic production, which explains the abnormal crustal thickness.

The WA-Ji profile is located 170 km westward of the Annaba profile WA-An (**Mihoubi et al., 2014**), and it crosses the area of the eastern Algerian basin that is characterized by the regular, NW-SE-trending magnetic anomaly set that extends to the margin toe offshore of Jijel (**Fig. 1a**). Here, the regular anomaly pattern suggests a period of continuous and steady magmatic accretion, in contrast with other parts of the western Mediterranean Sea. Although the study area is located just south of this regular set of magnetic anomalies (**Fig. 1a**), the velocity-depth model computed offshore of Annaba is very similar to that computed offshore of Jijel, in terms of the velocity and thickness of the oceanic crustal layers (**Mihoubi et al., 2014**). Both models are consistent with a Mohns-like crustal structure and accretion style. In detail, the velocity gradients plotted along the tomographic model in the Annaba area show a slight, lateral variability of the crustal velocity (**Fig. 8b**). Although forward wide-angle seismic models of the Annaba and Jijel regions are very similar to first order, the complex magnetic patterns of the magnetic anomalies and the variable velocity gradients suggest a slightly more heterogeneous magmatic crust and related accretion processes in the Annaba region than in the region characterized by the regular magnetic anomaly pattern.

Between ~40 km and ~65 km along the model, a crustal over-thickening of 2 km can be observed for both the tomographic and the forward velocity–depth models (**Figs. 8a and 11**), which corresponds to a relief involving the Pre-MSC reflectors along the coincident MCS line (**Fig. 5**). The magnetic profile recorded along the wide-angle line clearly shows a positive anomaly related to this over-thickening (**Fig. 11**), whereas it is not related to a specific anomaly on the magnetic and gravity maps (**Figs. 13a and b**). This suggests that the over-thickening is a local feature that may be interpreted as magmatic in origin.

This crustal magmatic over-thickening might be explained by syn-expansion of magmatic intrusion that was emplaced within the back-arc basin, as described for the Liguria Sea (**Rollet et al., 2002**), where volcanoes of similar extent have been described. It can alternatively be explained by post-collisional magmatism related to slab break-off, as proposed for the magmatic bodies described onshore (**Maury et al., 2000; Caby et al., 2001; Laouar et al., 2005**). The two MCS lines crossing this structure show that Pre-MSC reflectors above the crustal thickening are inclined outward of the structure (**Fig. 5**), regardless of the profile orientation. Such geometry is compatible with a Miocene magmatic phase, which would have occurred prior to the Messinian event, as shown by the overlaps of the Messinian reflectors at the top of the Pre-MSC unit.

## 6.2. Margin structure

### 6.2.1. A stretched continental margin

From 95 km to the southern end of the profile (**Fig. 11**, continental domain), the velocities can be correlated with those for the thinned continental crust from a compilation proposed by **Christensen and Mooney (1995)**. Along the wide-angle seismic profile, the continental basement progressively rises from below the margin, to outcrop near the coast (**Fig. 11**); this is in agreement with the outcrop of the Edough Massif that represents the crystalline basement immediately along the shoreline (**Fig. 2a**). The internal/ external zone thrust boundary that is crossed by the wide-angle seismic line north of the Edough Massif (**Fig. 2a**) is not resolved in our velocity–depth model. This might be explained by poor resolution of the velocity–depth model for its continental part, but also as the suture zone probably brings two crystalline basements into contact with little velocity contrast.

Between the Edough Massif on-land and the margin toe, the velocity–depth model shows crustal thinning of ~15 km over an ~35-km distance (**Fig. 11**). This thinning is gradual and regularly distributed in the UC and LC, which suggests a rifted margin that is structured

by a homogeneous mode of thinning of the crust (**McKenzie, 1978**). The margin is narrow compared to most of the continental rifted margins (e.g., **Crosby et al., 2011**, and references therein). However, this is similar to other Mediterranean rifted margins, such as the northern Liguria margin (Contrucci et al., 2001; **Rollet et al., 2002**; **Dessa et al., 2011**), and the western Sardinia margin (**Gailler et al., 2009**).

Compared to other sections of the Algerian margin, the Annaba margin is the only one that has a typical stretched margin structure. In the Jijel area (**Fig. 1a**, Line WA-Ji), the crustal thinning is gradual for the LC, while it is sharp for the UC, which shows an ~7-km thinning over less than 4 km in distance (**Mihoubi et al., 2014**). This geometry can be explained by oblique rifting that led to heterogeneous thinning of the different crustal levels (**Mihoubi et al., 2014**). In the Tipaza area, which is located ~450 km west of our wide-angle seismic line (**Fig. 1a**, Line WA-Ti), a narrow zone of crustal thinning was proposed to have resulted from a late transcurrent episode connected with the westward migration of the Alboran domain, which cut through the distal part of the rifted margin formed in an earlier stage of the evolution of the Algerian basin (**Leprêtre et al., 2013**; **Medaouri et al., 2014**). Finally, in the Mostaganem area (**Fig. 1a**, Line WA-Mo), there is sharp thinning of the continental crust of 10 km over a 10-km distance, which is interpreted as depicting a STEP-fault that was formed along the westernmost part of the Algerian basin, due to the slab retreat of the Alboran subduction (**Badji et al., 2014**). Thus the structure of the northern Algerian margin appears to be segmented due to its geodynamic evolution that differs from one place to another. In this complex context, the Annaba segment shows the preserved structure of the stretched southern margin of the back-arc basin opened at the rear of the AlKaPeCa forearc.

### 6.2.2. *A variable crustal thickness along the eastern margin*

The AlKaPeCa blocks outcrop in the Edough Massif, where they reaches ~1,000 m in elevation along the northern side of the suture zone (**Fig. 2b**), and then disappear eastward below the flysch to outcrop again in the Galite Island, offshore of Tunisia (**Fig. 1a**) (**Tricart et al., 1994**; **Bouillin et al., 1998**; **Mascle et al., 2004**; **Belayouni et al., 2010**). Between these basement outcrops, the basement top is ~4 km deep in the Annaba Bay area, and is buried below the Pre-MSC and PQ sedimentary units. If we assume that the Moho depth compensates for the surface topography, as suggested by the velocity–depth model that crosses the Edough Massif, this lateral change in the basement top topography indicates that the AlKaPeCa crust is much thinner in the Annaba Bay area than in the Edough area or in the Sardinia Channel (**Pierce and Barton, 1992**). In the Annaba Bay area, the suture zone is



expected to be located offshore (**Fig. 2a**). The internal zones should reach their maximum thickness north of this. A thin continental crust north of the suture zone implies that the AlKaPeCa forearc was thinned in the Annaba Bay area before its collage to the African margin.

### 6.2.3. Record of the Miocene margin evolution by the Pre-MSC sediment

Above the continental basement, the velocity–depth model images a pre-Messinian sedimentary layer that exceeds 2 km in thickness below the slope (**Fig. 11**, Pre-MSC). The reflection seismic data show that the upper part of these sediments corresponds to the deformed sub-units Fb-Fc, the interpretation of which is discussed in the following paragraph.

The deformation of the Fb unit is pre-Messinian in age, as indicated by the Fb-reflector truncation along the MES (**Figs. 5 and 7b**). Considering the evolution of the Algerian basin, two interpretations can be proposed:

(1) The Fb, Fc and Mio units might correspond to the Oligo-Miocene sediment deposited on the northern flanks of the AlKaPeCa blocks, including the syn- to post-rift sediments. In this hypothesis, they thus correspond to autochthonous sediment that includes a lateral equivalent of the Oligo-Miocene Kabylia units that outcrop onshore in the Kabylia area (**Rivière et al., 1977; Bouillin, 1979; Géry et al., 1981; Djellit, 1987; Bracene, 2001**), and the southern continuity of the Pre-MSC units that are observed within the deep basin. In this case, the deformation observed that includes folds and thrusts might have been acquired during the collision of the AlKaPeCa blocks with the African margin. However, in this case, the clear unconformity interpreted as a major tectonic contact between the Fb/Fc and Mio units becomes difficult to explain.

(2) The Fb and Fc units might alternatively correspond to the allochthonous flysch unit that was back-thrust on the AlKaPeCa blocks during the collision. Such back-thrust flysch is known for Greater and Lesser Kabylia, where it corresponds to stacked and deformed units of flysch of various ages (**Durand-Delga, 1969; Vila, 1980; Wildi, 1983; Bouillin, 1986; Djellit, 1987; Bracene and Frizon de Lamotte, 2002**).

The extension and thicknesses of the Fb-Fc subunits, and their structural relationships, are compatible with the flysch outcrops described onshore (**Villa, 1980; Djellit, 1987**). These outcrops show various lithologies of marine clastics. The grain-size of the strata is either contrasted within stratified subunits, or it is very homogenous (**Villa, 1980**). Their deformation varies from one subunit to another, from low levels of deformation that involve

monoclinial, low-dipping strata, to high levels of deformation that involve thrusts, folds and verticalization of the strata. We thus propose that below the margin, the Fb subunits can be explained by the relatively low deformation rates and the contrasted lithology of the strata, whereas the Fc subunits can be explained by higher levels of deformation and/or homogenous lithology. Where the Fc subunits lie just above Mio, this might also correspond to soft sediments that were deposited along the margin before the collision, and then subsequently dragged and reworked by the flysch emplacement during the collision.

For this interpretation, the Mio unit corresponds to syn- and post-rift sediments that were deposited over the AlKaPeCa blocks during the evolution of the back-arc basin, and afterward possibly deformed during the collision. It should be noted that we do not know of any lateral equivalent of these Fb-Fc subunits elsewhere along the Algerian margin (offshore), which means that these thick and well-organized allochthonous nappes might be restricted to the eastern end of the Algerian margin.

The seaward extension of the deformed Fb-Fc allochthonous units below the slope is uncertain, mainly because recent faults that have been attributed to margin reactivation (Kherroubi et al., 2009) have disrupted the unit organization below the deep slope (Fig. 7a). These allochthonous nappes do not extend to the deep basin in this part of the Algerian margin, as at the basin edge, the sub-horizontal geometry of the pre-Messinian deposits is generally in lateral continuity with the deep basin sediment (Figs. 5 and 7a).

The dataset does not show any continuity of the Fb unit into the western margin segment that is characterized by the rough morphology (Fig. 2b). Here, the few reflectors observed just below the Messinian surface (Fig. 7c) might correspond either to a lateral equivalent of the pre-Messinian sediment of the deep basin, and thus to Mio, or to the poorly organized Fc flysch. The total sediment thickness, which is much less than east of Line Wa-An, favors the first hypothesis.

Offshore of the Cap de Fer (Fig. 2b, CDF), the particular morphology of the slope is such that it is marked by a dome-like rounded shape (Fig. 2b, D). This brings to mind the rounded shape of magmatic bodies known onshore along the Algerian margin, such as Cap de Bougaroun, Beni Toufout, El Milia, Filfila, and El Aouana (Vila, 1978). It might thus correspond to the magmatic northern offshore extent of Cap de Fer, in agreement with the positive anomalies observed on the gravity and magnetic maps for this position (Fig. 13a, b). Along the northern flank of the dome, the unusually high dip of the pre-Messinian reflectors suggests that the pre-Messinian units have been tilted toward the deep basin (Fig. 7c). These

observations suggest that in this region, Miocene magmatism deeply modified the margin structure, including the pre-Messinian sediment.

### 6.3. A sharp ocean–continent transition zone

Between 75 km and 95 km along the line (**Fig. 11**, OCT), the model depicts intermediate velocities that are greater than in a typical continental crust, but slower than in a typical oceanic crust (**Fig. 14b**). We associate this domain with the ocean–continent transitional zone (OCT). In the Annaba region, the width of the OCT is 20 km, which is similar to that in the Jijel area (**Mihoubi et al., 2014**), but greater than that in the Tipaza area (**Leprêtre et al., 2013**) and the Greater Kabylia area (**Aïdi et al., 2013**), where it is of the order of 10 km wide. This OCT is narrow when compared to most of the other western Mediterranean margins: ~90 km in the Gulf of Lions (**Gailler et al., 2009**); 35 km to 40 km along the northern Liguria margin (**Rollet et al., 2002; Dessa et al., 2011**); and 40 km along the western Sardinian margin (**Gailler et al., 2009**). The OCT domains that bound the rifted margins are alternatively explained by: (1) serpentized mantle, which is mechanically exhumed in the continental rupture area (**Beslier et al., 1995; Brun and Beslier, 1996; Chian et al., 1999; Dean et al., 2000**); (2) oceanic crust that is accreted at slow or very slow accretion rates and is rich in mantle rock and exhumed gabbros (**Whitmarsh et al., 1996**); or (3) stretched continental crust, that is fractured and intruded by magmatic material (**Whitmarsh and Miles, 1995**). However, in these three cases, P-wave velocities greater than 7.5 km/s are systematically modeled at the base of the crust (**Whitmarsh and Miles, 1995; Whitmarsh et al., 1996; Funck et al., 2004; Klingelhoefer et al., 2005**). The nature of these OCT thus differs from that offshore of Annaba, where the Moho is characterized by a sharp velocity increase, from 7.1 km/s to 8.0 km/s.

The detailed interpretation of a dense net of reflection seismic lines along the basin edge indicates that the thick pre-Messinian sediment observed along the deep basin southern edge includes syn-rift sediment (**Arab et al., 2014**). In this area, the 10-km-wide bathymetric step observed along the deep basin edge (**Fig. 5**) would thus belong to the continental domain, although this block is located within the OCT in our velocity–depth model (**Fig. 11**). Indeed, the OCT domain defined in the velocity model might represent the area across which the crustal turning rays cross both the continental and oceanic edges, as this area is modeled by averaged continental and oceanic velocities. The OCT could thus be much narrower than 20 km, located along the northern edge of the bathymetric step. Following **Arab et al. (2014)**, the OCT along the eastern Algerian margin might be located north of the over-thickened Pre-

MSC unit marked in our dataset by both a strong negative gravity anomaly (**Fig. 13a**), and the lateral change in the Messinian salt deformation style. In the easternmost part of the study area, along Line Spi21 (**Fig. 6**), the OCT would locate further to the north, 35 km from the margin toe, thus implying a northward inflexion of the OCT east of the study area (**Fig. 2a**). This inflection marks the transition to the continental domain of the Sardinia Channel, where wide-angle seismic modeling indicates a 10-km-thick to 25-km-thick continental crust (**Fig. 1a; Peirce and Barton, 1992**). The easternmost part of the study area would thus be part of the continental Sardinia Channel.

#### 6.4. Implication for kinematic models

In the study area, the geophysical dataset presented above brings new constraints to the structure of the eastern Algerian basin and its southern continental margin. The data interpretation strongly suggests that the offshore domain in the Annaba area corresponds to a rifted margin segment that separates the internal zones to the south, here represented by the Edough Massif, from the deep eastern Algerian oceanic basin to the north. Below the eastern segment of the margin, we interpret the burying of the continental basement top as a marker of the longitudinal thinning of the AlKaPeCa blocks between the Edough Massif and the Sardinia Channel before the collision. In the same area, a thick sequence of flysch units might have been back-thrust over the margin. North of the margin, a regular magnetic anomaly pattern that is observed in the center of the eastern Algerian basin characterizes a period of steady oceanic accretion. The velocity–depth models offshore of Jijel and Annaba were similar to first order, and they indicate that in the regular anomaly pattern area, and south of it, the eastern Algerian basin is characterized by a thin oceanic crust that is dominantly composed of magmatic rock, thus recalling the crustal structure of the Mohs Ridge formed in a slow but hot context. These results open new insights into the kinematic models proposed to date for the evolution of the eastern Algerian basin and the adjacent margin.

The two-step kinematic models proposing that the regular magnetic pattern was created after the southeastward migration of the AlKaPeCa blocks imply accommodation of the newly created oceanic space to the west, either by subduction (**Cohen, 1980**), or along a transform zone along the eastern Algerian margin (**Mauffret et al., 2004**). On the one hand, a fossil subduction trench along the western edge of the anomalies would be marked by an anomalous depth of the oceanic basement and an anomalous sediment thickness and deformation that have never been described in previous studies (**Schettino and Turco, 2006; Mauffret, 2007; Mihoubi et al., 2014**). On the other hand, transform zones are characterized

by a sharp thinning of the oceanic crust that tends to be a-magmatic, over a width of 30 km to 40 km (Fox and Gallo, 1984; White et al., 1984; Minshull et al., 1991). In velocity–depth models, this consists of a 2-km-thick to 4-km-thick crust with velocities from ~5 km/s to 7.8–8.0 km/s from top to bottom (Cormier et al., 1984; White et al., 1984; Potts et al., 1986; Minshull et al., 1991), a structure that is not imaged in the Jijel velocity–depth model (Mihoubi et al., 2014) and the Annaba velocity–depth model.

The one-phase, Gelabert-type kinematic model (Gelabert et al., 2002) that proposed gradual oceanic opening accompanied by southeastward arc migration appears to better account for the basin crustal structure. This model implies that during the opening stage, (1) an asthenospheric rise filled the void caused by arc migration, and (2) the trend of the spreading center axis, as given by the NW-SE magnetic anomaly pattern, was more or less perpendicular to the subduction trench (Fig. 16b), which is an unusual configuration. Indeed, the expected and observed direction of back-arc extension and/or accretion along the ocean/continent subduction zones is more or less parallel to the trench direction, whatever the driving force of the back-arc opening is (slab pull effect: e.g., Malinverno and Ryan, 1986; Royden, 1993; mantle flow in the asthenospheric wedge overlying the slab: e.g., Rodkin and Rodnikov, 1996; or extrusion processes: e.g., Tapponnier et al., 1986; Mantovani et al., 2001). Only a few examples related to specific kinematic contexts show rifts or spreading centers running perpendicular to the trench. This is the case where the convergence direction is oblique to the subduction zone, which leads to strain partitioning and lateral escape of the continental edge, and subsequent basin opening (e.g., Andaman Sea: Diehl et al., 2013; California Gulf: Karig and Jensky, 1972).

In the case of the eastern Algerian basin, the geometry of the back-arc accretionary system is thus an exception. This can be explained by the evolution of the trench geometry that gradually passed from linear, or slightly arcuate, to cubic (Fig. 16a, b), as the Corso-Sardinia and the Kabylia blocks migrated eastward and southward, respectively (Gelabert et al., 2002). Numerous kinematic reconstructions propose that the Alpine collision along the African margin was followed by the eastward migration of the slab and the related opening of the Tyrrhenian basin (e.g., Carminati et al., 1998; Spakman and Wortel, 2004). This implies the tear of the slab below the Sardinia Channel and the southern edge of the Tyrrhenian Sea, as the slab retreated eastward. We propose that this slab tear occurred earlier, during the migration of the AlKaPeCa blocks, due to the divergent directions of the slab retreat, as eastward east of the Corso-Sardinia block, and southward south of the Kabylia blocks (Fig. 16b), following the model of the double saloon door geometry proposed by



**Martin (2006).** Slab tear faults open asthenospheric windows and are thus associated with thermal anomalies responsible for anomalous magmatic processes in the overlying lithosphere (**Keskin, 2003; Faccenna et al., 2005; De Asti et al., 2006; Rosenbaum et al., 2008**). In the context of the Miocene back-arc opening of the eastern Algerian basin, we propose that abnormally hot oceanic accretion could have occurred just above the tear fault. In particular, such warmer accretion might have led to the production of a thin but magmatic crust along a 200-km-long spreading center, thus leading to more continuous magma production, compared to the other western Mediterranean sub-basins.

To the south, the oceanic opening was necessarily accompanied by longitudinal, E-W extension of the AlKaPeCa blocks along the forearc, before the collision (**Fig. 16b**). This extension can be accommodated either by extensional or transcurrent deformation, as presently observed along the Aegean arc (**ten Veen and Kleinspehn, 2003; Marsellos et al., 2010; Kokinou et al., 2012**). It may explain the crustal thinning of the continental crust observed north of the suture zone in the study area, between Edough Massif and Galite Island. In this area, the basement topography that was low at the time of the collision might have favored the emplacement of thick sequences of flysch units on the internal zones, which are today preserved below the upper margin, as no relief could prevent the flysch back-thrusting to the north (**Fig. 16c**).

The kinematic model proposed above explains why there is no STEP-fault along the southern edge of the eastern Algerian margin, in contrast with the western Algerian margin (**Badji et al., 2014; Medaouri et al., 2014**). Indeed, west of Algiers, the narrow western Algerian basin opened more or less parallel to the margin (**Fig. 16c**) after the collage of the European forearc to the African margin. This led to the development of a STEP-fault together with the westward slab retreat (**Fig. 16c**). In contrast, in the case of the eastern Algerian basin, the surface expression of the slab tear may have been the opening of the oceanic basin rather than a STEP, because the lateral expansion of the European arc remained possible along the subduction free edge before the collision (or at the early beginning of the collision) (**Fig. 16b**), in agreement with a propagation in opposite directions of a slab tear allowing for the birth of a triangular basin of NW oriented seafloor spreading at this place (**Fig. 16b; Gelabert et al., 1992; Martin, 2006**). Indeed, the eastern Algerian basin opening belongs to the pre-Kabylian collision stage, whereas the western Algerian basin and the Tyrrhenian basin opening north of a STEP-faults belongs to the post-collision stage, with a symmetric type evolution on both sides of the collision zone.

## 7. Conclusions

New wide-angle seismic data constrained by MCS reflection, gravity and magnetic data have allowed the imaging of the deep structure of the eastern Algerian basin and its southern margin in the Annaba region (easternmost Algeria).

The analysis and modeling of the P-waves indicate that the crust of the deep basin in the Annaba area is ~5.5 km thick and oceanic in nature. Based on S-wave modeling and the  $V_p/V_s$  ratio, the lower crust is mainly composed of gabbros, thus supporting that the seafloor spreading was mainly controlled by magmatic accretion. Comparison of the basin crustal velocity structure with that observed in other studies suggests some similarities with the oceanic crust produced along slow but hot spreading centers.

Below the continental slope, the continental margin crust gradually thins from 22 km at the shoreline, to 7 km at the slope toe. This thinning, which is regularly distributed across the upper and lower crusts, characterizes a typical rifted margin. This part of the Algerian margin might thus correspond to a rifted segment that was inherited from back-arc opening at the rear of the Lesser Kabylia block, which is here represented by the Edough Massif that now outcrops along the coast. We also note a probable thinning of the continental crust along the margin, between the Edough Massif and the Sardinia Channel, which implies that the AlKaPeCa forearc thinned locally prior to the collision.

Between the continental and the oceanic domains, the OCT defined in the P-wave velocity–depth model is narrow (<20 km) and the base of the crust does not show the high velocities, which suggests a narrow zone across which the seismic rays turn in the adjacent continental and oceanic domains. From the interpretation of the seismic reflection data, we propose that the ocean-continent transition localizes within the deep basin, ~15 km from the slope toe.

Based on the new crustal structure and the magnetic anomaly pattern of the deep basin, we reviewed the numerous kinematic reconstruction models proposed in the literature for the eastern Algerian basin. We did not find any evidence for a two-step kinematic model that assumes that the eastern Algerian basin opened after the AlKaPeCa/Africa collision. We propose that the central part of the basin that is characterized by well-organized, 200-km-long, NW-SE trending anomalies was formed during the southeastward migration of the AlKaPeCa blocks above the retreating slab. During the oceanic accretion, the spreading center was orthogonal to the subduction trench. We explain this unusual pattern by divergent directions of the rollback, eastward for the Corsica-Sardinia block, and southward for the Kabylia

blocks, probably favoured by slab tear at depth. This oceanic opening was probably accompanied by extension along the AlKaPeCa forearc, with this thinning being preserved today along the margin between the Edough Massif and the Sardinia Channel, north of the suture zone. The geometry of the slab retreat differs from that observed along the western Algerian margin, along which the slab tear developed along the ocean-continent transition together with a STEP-fault in the overlying lithosphere.

### **Acknowledgements**

The SPIRAL Project was funded by the Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG), Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique (DG-RSDT), and Sonatrach (a national oil company), in Algeria, and the Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER (IFREMER), Centre National de Recherche Scientifique (CNRS), Institut pour la Recherche et le Développement (IRD), and the Universities of western Brittany (UBO), Nice-Sophia Antipolis, and P. and M. Curie Paris 6, in France. The authors would like to thank the captain and crew of the R/V Atalante, as well as the OBS, MCS and land station teams, for their efficient work during the data acquisition. We also wish to acknowledge SONATRACH and Agence Nationale pour la Valorisation des Ressources en Hydrocarbures (ALNAFT, Algeria) for allowing us to use and publish additional geophysical data (seismic lines, gravity and magnetic data). We are grateful to S. Operto for providing the processing sequence applied to the wide-angle data, L. Schenini for assistance in the MCS data processing, B. Mercier de Lépinay for processing of the Maradja/Samra high-resolution seismic data and for kindly providing his scripts, and Y. Thomas for MCS data pre-processing. The authors would also like to thank R. Laouar and D. Saadane for having taken the time to accompany us on the field in the Annaba area to introduce us to the onshore geology, R. Bracene and F. Abbassene for constructive discussions on eastern Algeria, G. Rosenbaum and M.-A. Gutscher for scientific discussions regarding the opening of the eastern Mediterranean basin, and M.-O. Beslier for comments that helped improve the quality of the manuscript. The MCS profiles were processed using Geocluster (CGG Veritas), and Seismic Unix (Stockwell, 1999) processing software. The Generic Mapping Tool (GMT) software was used in the preparation of most of the Figures (Wessel and Smith, 1995). We thank Pr. Loudon and an anonymous reviewer for their reviews of the manuscript that allowed significant improvements to be made.

## References

- Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L., & Shimamura, H., 2008.** From unthinned continent to ocean: the deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38°N, *Tectonophysics*, 458, 9-50.
- Aïdi, C., Klingelhoefer, F., Yelles, A., Beslier, M.O., Bracene, R., Schnürle, P., Djellit, H., Galve, A., Bounif, A., Schenini, L., Sage, F., & Charvis, P., 2013.** Deep structure of the Algerian continental margin in the Great kabylies - insights from wide-angle seismic modeling. AGU2013. T21A-2522. Continental Rifts and Rifted Margins, Posters. Control ID: 1794050.
- Alvarez, W., Coccozza, T., & Wezel, F.C., 1974.** Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal, *Nature*, 248, 309-314.
- Arab, M., Rabineau, M., Bracene, R., Déverchère, J., Belhai, J., Roure, F., Marok, A., Bouyahiaoui, B., Granjeon, D., Andriessen, P., & Sage, F., 2014.** Origin and tectono-sedimentary evolution of the eastern Algerian Basin (offshore) from Upper Oligocene to Present Day, (accepted with revisions for publication in *Basin Research Journal*, [BRE-073-2014]).
- Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhoefer, K., Géli, L., Crozon, J., Lin, J., & Sibuet, J.C., 2004.** MicrOBS: a new generation of bottom seismometer, *First Break*, 22, 41-47.
- Auzende, J.M., Olivet, J.L., & Bonnin, J., 1972.** Une structure compressive au nord de l'Algérie, *Deep-Sea Res.*, 19, 149-155.
- Auzende, J.M., Bonnin, J., & Olivet, J.L. 1975.** La marge nord-africaine considérée comme marge active, *Art N° 257 - contribution COB N° 338*, 681-690.
- Auzende, J.M., 1978.** Histoire Tertiaire de la Méditerranée occidentale, thesis, Paris VII University, 232 pp.
- Avedik, F., Renard, V., Allenou, J., & Morvan, B., 1993.** 'Single bubble' airgun array for deep exploration, *Geophysics*, 58, 366-382.
- Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsì, M., Ribodetti, A., Benaissa, Z., Klingelhoefer, F., Medaouri, M., & Beslier, M.O., 2015.** Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction– transform edge propagator?. *Geophys. J. Int.* 200, 1029-1045.
- Belayouni, H., Brunelli, D., Clocchiatti, R., Di Staso, A., El Hassani, I.A., Guerrera, F., & Kassaa, S., 2010.** La Galite Archipelago (Tunisia, North Africa): Stratigraphic and

- 1178 petrographic revision and insights for geodynamic evolution of the Maghrebian Chain, J.  
1179 of African Earth Sc., 56, 15-28.
- 1180 **Berkhout, A. J., & Verschuur, D.J., 1997.** Estimation of multiple scattering by iterative  
1181 inversion; Part 1, Theoretical considerations, Geophysics, 62 (5), 1586–1595, doi:  
1182 10.1190/1.1444261.111.
- 1183 **Beslier, M. O., Bitri, A., & Boillot, G., 1995.** Structure of the ocean continent transition on a  
1184 passive continental-margin - multichannel seismic-reflection in the Iberia Abyssal-Plain  
1185 (Portugal), C. R. A. S., Série II, 320 (10), 969-976.
- 1186 **Bezada, M.J., Humphreys, E.D., Toomey, D.R., Harnafi, M., Dávila, J.M., & Gallart, J.,**  
1187 **2013.** Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper  
1188 mantle imaging, Earth and Plan. Sc. Lett., 368, 51-60, ISSN 0012-821X.
- 1189 **Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca,**  
1190 **D., & Serpelloni, E., 2011.** Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia  
1191 convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean, Bull. Soc.  
1192 Géol de France, 182 (4), 279-303.
- 1193 **Boubaya, D., 2006.** Etude géophysique multi-méthodes du nord est Algérien: implications  
1194 sur le lien entre le diapirisme salifère et l'extension de la couverture "thin-skinned  
1195 extension". Mémoire de magister, USTHB university, Algiers, 140 pp.
- 1196 **Bouillin, J. P., D. Delga, M., Gelard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D.,**  
1197 **Tefiani, M., & Vila, J.M., 1970.** Definition of a Massylian flysches and a Mauretanian  
1198 flysches in heart of allochthon flysches of Algeria, Comptes Rendus Hebdomadaires Des  
1199 Séances De L'Académie Des Sciences, Série D, 270 (19), 22-49.
- 1200 **Bouillin, J.P., 1979.** La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une region-clef  
1201 pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie, Mém. Soc.  
1202 Géol. France, N.S., LVII, 1978, Mém. N° 135, parution 1979, Paris.
- 1203 **Bouillin, J. P., 1986.** Le bassin Maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à  
1204 l'ouest des Alpes, Bull. Soc. Géol. de France, 8 (4), 547-558.
- 1205 **Bouillin, J.-P., Poupeau, G., Tricart, P., Bigot-cormier, F., Mascare, G., Torelli, L., &**  
1206 **l'équipe scientifique embarquée, 1998.** Premières données thermo-chronologiques sur  
1207 les socles sarde et kabylo-péloritain submergés dans le canal de Sardaigne (Méditerranée  
1208 occidentale). – C. R. A. S., Paris, 326, 561-566.
- 1209 **Bracene, R., 2001.** Géodynamique du Nord de l'Algérie: impact sur l'exploration pétrolière.  
1210 Thesis, Cergy-Pontoise university, 101 pp.



- 1211 **Bracene, R., & Frizon de Lamotte, D., 2002.** The origin of intraplate deformation in the  
1212 Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary  
1213 inversion, *Tectonophysics*, 357 (1-4), 207-226.
- 1214 **Bradshaw, A., & Ng, M., 1987.** Multiple attenuation by parabolic stack Radon transform:  
1215 Geo-X Systems internal paper.
- 1216 **Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., and Caby, R., 2009.** Miocene incorporation of  
1217 peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria):  
1218 Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical*  
1219 *Geology*, 261, 192-184.
- 1220 **Brun, J. P., & Beslier, M.O., 1996.** Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Plan.*  
1221 *Sc. Lett.*, 142 (1-2), 161-173.
- 1222 **Caby, R., Hammor, D., & Delor, C., 2001.** Metamorphic evolution, partial melting and  
1223 Miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west  
1224 Mediterranean orogen, eastern Algeria. *Tectonophysics*, 342, 239–273.
- 1225 **Camerlenghi, A., Accettella, D., Costa, S., Lastras, G., Acosta, J., Canals, M., &**  
1226 **Wardell, N., 2009.** Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent  
1227 abyssal plain, Western Mediterranean Sea, *Int. J. of Earth Sc.*, 98 (4), 735–750.
- 1228 **Carlson, R., & Miller, D., 1997.** A new assessment of the abundance of serpentinite in the  
1229 oceanic crust. *Geophys. Res. Lett.*, 24: doi: 10.1029/97GL00144. issn: 0094-8276.
- 1230 **Carminati, E., Wortel, M.J.R, Spakman, W., & Sabadini, R., 1998.** The role of slab  
1231 detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some  
1232 geological and geophysical evidence. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 160, 651–665.
- 1233 **Carminati, E., Lustrino, M., & Doglioni, C., 2012.** Geodynamic evolution of the central  
1234 and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*,  
1235 doi:10.1016/j.tecto.2012.01.026.
- 1236 **Chian, D. P., Loudon, K. E., Minshull, T. A., & Whitmarsh, R. B., 1999.** Deep structure of  
1237 the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction  
1238 profiles : Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect, *J. of Geophys. Res.-Solid*  
1239 *Earth*, 104 (B4), 7443–7462.
- 1240 **Chikhi Aouimeur, F., 1980.** Les rudistes de l’Aptien supérieur de Djebel Ouenza (Algérie,  
1241 Nord-Est) : thesis, USTHB university, Algiers, Algeria, 111p.
- 1242 **Christensen, N.I., 1966.** Elasticity of ultrabasic rocks, *J. Geophys. Res.*, 71, 5921-5931.
- 1243 **Christensen, N.I., 1978.** Ophiolites, seismic velocities and oceanic crustal structure,  
1244 *Tectonophysics*, 47, 131-157.

- Christensen, N. I & Mooney, W.D., 1995.** Seismic velocity structure and composition of the continental crust - A global view, *J. of Geophys. Res.-Solid Earth*, 100 (B6), 9761– 9788.
- Cohen, C.R., 1980.** Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean, *Tectonophysics*, 68, 283-311.
- Contrucci, I., Nercissian, A., Bethoux, N., Mauffret, A., and Pascal, G., 2001.** A Ligurian (Western Mediterranean Sea) geophysical transect revisited, *Geophys. J. Int.*, 146 (1), 74– 97, doi :10.1046/j.0956-540x.2001.01418.x. 155, 157.
- Cope, M.J., 2003.** Algerian licencing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier, *Free break*, 21, 37-42.
- Cormier, M.H., Detrick, R.S., & Purdy, G.M., 1984.** Anomalously thin crust in oceanic fracture zones: new seismic constraints from the Kane fracture zone, *J. Geophys. Res.*, 89, 10249-10266.
- Crosby, A. G., White, N. J., Edwards, G. R. H., Thompson, M., Corfield, R., & Mackay, L., 2011.** Evolution of deep-water rifted margins: Testing depth-dependent extensional models. *Tectonics*, 30, TC1004, doi:10.1029/2010TC002687.
- De Astis, G., Kempton, P. D., & Peccerillo, A., 2006.** Trace element and isotopic variations from Mt. Vulture to Campanian volcanoes: constraints for slab detachment and mantle inflow beneath southern Italy, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151, 331-351.
- Dean, S. M., Minshull, T. A., Whitmarsh, R. B., & Louden, K. E., 2000.** Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia abyssal plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40 degrees 20'N, *J. of Geophys. Res.-Solid Earth*, 105 (B3), 5859–5885.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon. X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Bouhn. J., Sibuet, J.-C., Savostin. L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., & Biju-Duval, B., 1986.** Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dessa, J. X., Simon, S., Lelievre, M., Beslier, M. O., Deschamps, A., Bethoux, N., Solarino, S., Sage, F., Eva, E., Ferretti, G., Bellier, O., & Eva, C., 2011.** The GROSMarin experiment : three dimensional crustal structure of the north Ligurian margin from refraction tomography and preliminary analysis of microseismic measurements, *Bull. Soc. Géol. de France*, 182 (4), 305–321.
- Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., De Lepinay, B.M, Bouillin, J.P., Gaullier, V., Bracene, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., & Dan, G.,**

- 1279       **2005.** Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003  
1280       Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32 (4). doi:10.1029/2004GL021646.
- 1281       **Diehl, T., Waldhauser, F., Cochran, J.R., Kamesh Raju, K.A., Seeber, L., Schaff, D., and**  
1282       **Engdahl, E.R., 2013.** Back-arc extension in the Andaman Sea: Tectonic and magmatic  
1283       processes imaged by high-precision teleseismic double-difference earthquake relocation.  
1284       *J. of Geophys. Res.-Solid earth*, 118, 2206-2224, doi:10.1002/jgrb.50192.
- 1285       **Djellit, H., 1987.** Evolution tectono-metamorphique du socle Kabyle et polarité de mise en  
1286       place des nappes de flysches en petite Kabylie occidentale (Algerie), Phd thesis, Univ.  
1287       Paris- university. France.
- 1288       **Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., & Sabat, F., 1999.** On the interference between  
1289       the early Apennines–Maghrebides back-arc extension and the Alps-Betics orogen in the  
1290       Neogene geodynamics of the Western Mediterranean, *Bull. Soc. Geol. Ital.*, 118, 75-89.
- 1291       **Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, C., Bouillin, J.P., Bracene, R., De**  
1292       **Lepinay, B. M., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., &**  
1293       **Pauc, H., 2006.** Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western  
1294       Algeria (MARADJA’03 cruise), *Comptes Rendus Géosciences*, 338 (1-2), 80–91.
- 1295       **Domzig, A., 2006.** Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la  
1296       marge sous-marine algérienne. Phd thesis. UBO university, Brest, France, 332p.
- 1297       **Dubourdieu, G., 1956.** Etude géologique de la région de l’Ouenza (confins- Algéro-  
1298       tunisiens) publication du service de la carte géologique de l’Algérie, *Bulletin N° 10*,  
1299       659 pp.
- 1300       **Durand-Delga, M., 1969.** Mise au point sur la structure de l’Algérie septentrionale, *Bull.*  
1301       *Serv. Carte Géol. Algérie*, 39, 89–131.
- 1302       **Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F. P., Jolivet, L., & Rossetti, F., 2001.** History of  
1303       subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean, *Geophys. J. Int.*, 145  
1304       (3), 809-820.
- 1305       **Faccenna, C., Civetta, L., D'Antonio, M., Funiciello, F., Margheriti, L., & Piromallo C.,**  
1306       **2005.** Constraints on mantle circulation around the deforming Calabrian slab, *Geophys.*  
1307       *Res. Lett.*, (32), L06311.
- 1308       **Fox, J.J., & Gallo, G.G., 1984.** A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries :  
1309       Implication for the structure of oceanic lithosphere, *Tectonophysics*, 104, 205-242.
- 1310       **Francis, T.J.G., 1981.** Serpentinization faults and their rôle in the tectonic of slow spreading  
1311       ridges, *J. Geophys. Res.*, 86, 11,616-11,622.

- 1312 **Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B.A., Bracene, R., & Mercier, E., 2000.** The two main  
1313 steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19  
1314 (4), 740–761.
- 1315 **Funck, T., Jackson, H. R., Loudon, K. E., Dehler, S. A., & Wu, Y., 2004.** Crustal structure  
1316 of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada), *J. Geophys. Res.-*  
1317 *Solid Earth*, 109 (B9). doi:10.1029/2004JB003008.
- 1318 **Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J. L., Aslanian, D., P. Sardinia Sci., & O. B. S. T.**  
1319 **Tech., 2009.** Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro-  
1320 rovençal Basin from wide-angle seismic tomography, *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 286 (1-2),  
1321 333-345.
- 1322 **Galdeano, A., & Rossignol, J-C., 1977.** Assemblage à altitude constante de cartes  
1323 d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée,  
1324 *Bull. Soc. géol. France*, (7), 461-468.
- 1325 **Gallais, F., Graindorge, D., Gütscher M.-A., & Klaeschen, D., 2013.** Propagation of a  
1326 lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary  
1327 wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy). *Tectonophysics*, 602, 141-152,  
1328 doi:10.1016/j.tecto.2012.12.026
- 1329 **Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., & Vadeboin,**  
1330 **F., 2007.** Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological  
1331 constraints and geodynamic implications. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 258, 359-377.
- 1332 **Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J. P., Cravatte, J., & Violanti D., 1994.** Age and duration  
1333 of the Messinian salinity crisis, *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Série II*,  
1334 318 (8), 1103–1109.
- 1335 **Gelabert, B., Sabat, F., & Rodriguez-Perea, A., 2002.** A new proposal for the late Cenozoic  
1336 geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Terra Nova*, 14 (2), 93-100.
- 1337 **Géry, b., Feinberg, H., Lorenz, C., & Magné, J., 1981.** Définition d'une série type de  
1338 « l'Oligo-miocène Kabyle » anté-nappes dans le Djebel Aissa-Mimoun (grande Kabylie,  
1339 Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 292, 1529-1532.
- 1340 **Govers, R., & Wortel, M.J.R., 2005.** Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges  
1341 of subduction zones. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 505-523.
- 1342 **Grad M., Tiira, T., & ESC Working Group., 2009.** The Moho depth map of the European  
1343 Plate. *Geophys. J. Int.*, 176, 279-292.
- 1344 **Grevemeyer, I., Weigel, W., Whitmarsh, R.B., Avedik, F., & Dehghani, G.A., 1997.** The  
1345 Aegir Rift: crustal structure of an extinct spreading axis. *Mar. Geophys. Res.*, 19, 1–23.

- Grevenmeyer, I., Ranero, C., Leuchters, W., Pesquer, D., Booth-Rea, G., & Gallart, J., 2011.** Seismic constraints on the nature of crust in the Algerian-Balearic basin – implications for lithospheric construction at back-arc spreading centres, *Eos Trans. AGU*, Abstract T53D-04.
- Gueguen, E., Doglioni, C., & Fernander, M., 1998.** On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298, 259-269.
- Hilly, J., 1962.** Etude géologique du massif de l'Edough et du cap de fer (Est-constantinois). Publication de la carte géologique de l'Algérie, Bulletin N°19, 408 pp.
- Hinz, K., 1973.** Crustal structure of Balearic Sea. *Tectonophysics*, 20 (1-4), 295-302.
- Horen, H., Zamora, M., & Dubuisson, G., 1996.** Seismic waves velocities and anisotropy in serpentinitized peridotites from Xigaze ophiolite: Abundance of serpentine in slow spreading ridge, *Geophys. Res. Lett.*, 23(1), 9-12.
- Jackson, H.R., Reid, I. & Falconer R.K.H., 1982.** Crustal structure near the Arctic Mid-Ocean Ridge, *J. Geophys. Res.*, 87(B3), 1773–1783.
- Jallouli, C., Chikhaoui, M., Braham, A., Turki, M.M., Mickus, K., & Benassi, R., 2005.** Evidence for Triassic salt domes in the Tunisian Atlas from gravity and geological data. *Tectonophysics* 396, 209-225.
- Jokat, W., & Schmidt Aursch, M. C., 2007.** Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Geophys. J. Int.*, 168(3), 983-998.
- Jolivet, L., & Faccenna, C., 2000.** Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19 (6), 1095-1106.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., & Agard, P., 2003.** Subduction tectonics and exhumation of high pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *Am. J. Sci.*, 303, 353-409.
- Karig, D., & Jensky, W., 1972.** The proto-Gulf of California. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 17:169-74. doi: 10.1016/0012-821x(72)90272-5.
- Karson, J.A., Collins, J.A., and Casey, J.F., 1984.** Geologic and seismic velocity structure of the crust/mantle transition in the Bay of Islands ophiolite complex, *J. Geophys. Res.*, 89 (B7), 6126-6138.
- Keskin, M., 2003.** Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24), 8046-8059.
- Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, K., Mercier de Lepinayn B., Domzign A., Cattaneo, A., Bracene, R., Gaullier, A., & Graindorge, D., 2009.** Recent and active



- 1380 deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea :  
1381 New evidence for contractional tectonic reactivation, *Mar. Geol.*, 261 (1-4), 17-32.
- 1382 **Klingelhofer, F., & Géli, L., 2000.** Geophysical and geochemical constraints on crustal  
1383 accretion at the very-slow spreading Mohs Ridge. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 10, 1547-  
1384 1550.
- 1385 **Klingelhofer, F., Géli, L., Matias, L., Steinsland, N., & Mohr, J., 2000.** Crustal structure  
1386 of a superslow spreading centre: a seismic refraction study of Mohs Ridge, 72° N.  
1387 *Geophys. J. Int.*, 141, 509-526.
- 1388 **Klingelhofer, F., Edwards, R. A., Hobbs, R. W., & England, R. W., 2005.** Crustal  
1389 structure of the NE Rockall Trough from wide-angle seismic data modeling, *J. Geophys.*  
1390 *Res.-Solid Earth*, 110 (B11).
- 1391 **Klingelhofer, F., Olivet, J. L., Aslanian, D., Bache, F., Moulin, M., Matias, L., Afilhado,**  
1392 **A., Nouze, H., Bellier, M. O., & Gailler, A., 2008.** Preliminary results from the  
1393 SARDINIA deep seismic cruise on the Western Sardinia and Gulf of Lions conjugate  
1394 margin pair, EGU meeting April 2008, Vienna, abstract.
- 1395 **Kokinou, E., Alves, T., & Kamberis, E., 2012.** Structural decoupling in a convergent forearc  
1396 setting (southern Crete, Eastern Mediterranean). *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 124, 1352-  
1397 1364.
- 1398 **Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., & Larsen H.C.,**  
1399 **2000.** Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and  
1400 reflection seismic tomography, *J. of Geophys. Res.*, 105 (B9), 21591-21614.
- 1401 **Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J., & Wilson D. S., 1999.** Chronology,  
1402 causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 400 (6745), 652–655.
- 1403 **Laouar R., Boyce A.J., Ahmed-Said Y., Ouabadi A., Fallick A-E., & Toubal A., 2002.**  
1404 Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough  
1405 complex, Annaba, Northeast Algeria. *J. of African Earth Sc.*, 35, 271–283.
- 1406 **Laouar, R., Boyce, A.J., Arafa, M., Ouabadi, A., & Fallick, A.E., 2005.** Petrological,  
1407 geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks  
1408 of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *J. of African Earth Sc.*, 41, 445–465.
- 1409 **Lelgemann, H., & Klaeschen, D., 1999.** AVA analysis in the eastern Mediterranean. *Physics*  
1410 *and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24, 467-474.
- 1411 **Leprêtre A, Klingelhofer F., Graindorge D., Schnurle P., Beslier M. O., Yelles K.,**  
1412 **Déverchère J., & Bracene R. 2013.** Multiphased tectonic evolution of the Central

- Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *J. of Geophys. Res.-Solid Earth*, 118, 1-18.
- Lofi J., Déverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F., & Thinon I. 2011a.** Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas, pp. 1–72, pages 72, 1 CD Projet GDR Marges "Eclipses", Actions Marges, Total, BRGM.
- Lofi, J., Sage, F., Déverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P., & Gorini, C., 2011b.** Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis, *Bull. Soc. Géol. de France*, 182 (2), 163-180.
- Lonergan, L., & White, N., 1997.** Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, 16 (3), 504-522.
- Lustrino, M., Duggen, S., & Rosenberg, C.L., 2011.** The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science reviews*, 104, 1-40.
- Malinverno, A., & Ryan, W.B.F., 1986.** Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of the arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227-245.
- Mantovani, E., Cenni, N., Albarello, D., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C., & D’Onza, F., 2001.** Numerical simulation of the observed strain field in the central-eastern Mediterranean region. *J. Geodynamics*, 31, 519-556.
- Marsellos, A.E., Kidd, W.S.F., & Garver, J.L., 2010.** Extension and exhumation of the HP/LT rocks in the Hellenic fore-arc ridge, *Am. J. of Sc.*, 310, 1-36.
- Martin, A.K., 2006.** Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: Double saloon door seafloor spreading during subduction rollback. *Tectonics*, 25, TC3008, doi:10.1029/2005TC001885.
- Masclé, G.H, Tricart, P., Torelli, L., Bouillin, J.P., Compagnoni, R., Depardon, S., Masclé, J., Pecher, A., Peis, D., Rekhiss, F., Rolfo, F., Bellon, H., Brocard, G., Lapierre, H., Monié, P., & Poupeau, G., 2004.** Structure of the Sardinia Channel: crustal thinning and tardi-orogenic extension in the Apenninic-Maghrebien orogen; results of the Cyana submersible survey (SARCYA and SARTUCYA) in the western Mediterranean, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2004, t. 175, no 6, pp. 607-627.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., & Maillard, A., 2004.** E-W opening of the Algerian basin (Western Mediterranean), *Terra Nova*, 16 (5), 257-264.

- Mauffret, A., 2007.** The Northwestern (Maghreb) Boundary of the Nubia (Africa) Plate. *Tectonophysics*, 429, 21-44.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud B., Megartsi, M., Cotton, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Harnandez, J., & Réhault, J-P., 2000.** Post-collision neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff, *C.R. Acad.Sci. Paris*, 331, 159-173.
- McKenzie, D.P., 1978.** Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40. 25-32.
- Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles, K., & Bendib, F., 2014.** The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system, *J. Geodyn.* Doi:10.1016/j.jog.2014.01.003.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., & Goffé, B., 2006.** Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications, *C. R. Geosci.* 338, 92–114.
- Mihoubi, A., Schnurle, P., Klingelhoefer, F., Benaissa, Z., Badsì, M., Bracene, R., Djellit, H., Geli, L., Sage, F., & Agoudjil, A., 2014.** Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: Integrating wide-angle seismic modeling and multichannel seismic pre-stack depth migration. *Geophys. Journ. Int.*, in press.
- Miller, D.J., & Christensen, N.I., 1997.** Seismic velocities of lower crustal and upper mantle rocks from the slow spreading Mid-Atlantic Ridge, south of the Kane Transformation Zone (MARK), in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 153, College Station, TX (Ocean Drilling Program), edited by J. A. Karson, M. Cannat, D. J. Miller, and D. Ethon, 437-451.
- Minshull, T.A., White, R.S., Mutter, J.C., Buhl, P., Detrick, R.S., Williams, C.A. & Morris, E., 1991.** Crustal structure at the Blacks Spur Fracture Zone from expanding spread profiles, *J. Geophys. Res.*, 96, 9955-9984.
- Minshull, T.A., & White, R.S., 1996.** Thin crust on the flanks of the slow-spreading Southwest Indian Ridge. *Geophys. J. Int.*, 125, 139-148.
- Monié, P., Caby, R., & Maluski, H., 1984.** <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar investigations within the Grande-Kabylie Massif (northern Algeria): evidences for its Alpine structuration, *Eclog. Geol. Helv.*, 77, 115-141.

- 1481 **Newman, P., 1973.** Divergence effects in a layered Earth, *Geophysics*, 38, 481–488, doi:  
1482 :10.1190/1.1440353.
- 1483 **Nicholls, I.A., Ferguson, J., Jones, H., Marks, G.P., & Mutter, J.C., 1981.** Ultramafic  
1484 blocks from the océan floor southwest of Australia, *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 56, 362-  
1485 374.
- 1486 **Ogilvie, J.S., & Purnell, G.W., 1996.** Effects of salt-related mode conversions on subsalt  
1487 prospecting. *Society of Exploration Geophysicists, Geophysics*, 61(2), 331-348. doi:  
1488 10.1190/1.1443962.
- 1489 **Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A., & Liu, K., 2014.** Finite-frequency Rayleigh  
1490 wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure  
1491 *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15,140–160, doi:10.1002/2013GC004861.
- 1492 **Peirce, C., & Barton, P.J., 1992.** Southern Segment of the European Geotraverse - A wide-  
1493 angle refraction survey in the Sardinia Channel, *Mar. Geophys. Res.*, 14, 227-248.
- 1494 **Pertthuisot, V., & Rouvier, H., 1992.** Les diapirs du Maghreb central et oriental : des diapirs  
1495 variés, résultats d’une évolution structurale et pétrogénétique complexe. *Bull, soc, géol,*  
1496 *France*, 163, 6, 751-760.
- 1497 **Piomallo, C., & Morelli, A., 2003.** P wave tomography of the mantle under the Alpine-  
1498 Mediterranean area. *J. Geosc. Res.*, 108 (B2), 2065, doi:10.1029/2002JB001757.
- 1499 **Potts, C.G., White R.S., & Loudon, K.E., 1986.** Crustal structure of Atlantic fracture zones  
1500 II: The Vema fracture zone and transverse ridge. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 86: 491-  
1501 513.
- 1502 **Prada, M., Sallares, V., Ranero, C.R., and Vendrell, G., 2014.** Seismic structure of the  
1503 Central Tyrrhenian basin: Geophysical constraints on the nature of the main crustal  
1504 domains, *J. of Geophys. Res.: solid earth*, 119, 1-19, doi:10.1002/2013JB010527.
- 1505 **Price, C., & Morgan, J., 2000.** Lithospheric structure of Scotland-II Poisson's ratios and  
1506 waveform modelling. *Geophys. J. Int.*, 142, 737-754.
- 1507 **Purdy, G.M., 1983.** The seismic structure of 140 Myr old crust in the western central Atlantic  
1508 Ocean, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 72, 115-137.
- 1509 **Réhault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984.** The Western Mediterranean Basin geological  
1510 evolution, *Marine Geology*, 55, 445-475.
- 1511 **Rivière, M., Bouillin, J.P., Courtois, C., Gélard, J.P., & Raoult, J.F., 1977.** Etude  
1512 minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l’Oligo-Miocène kabyle

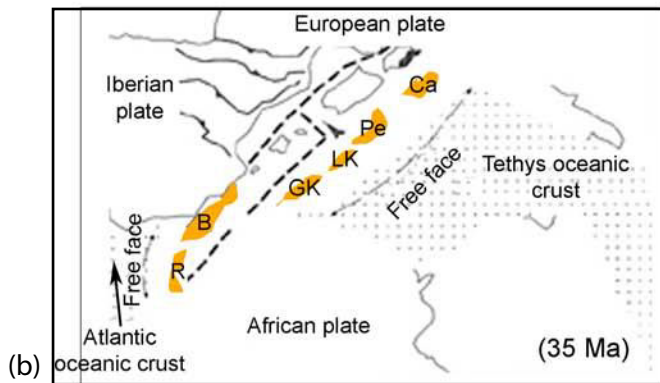
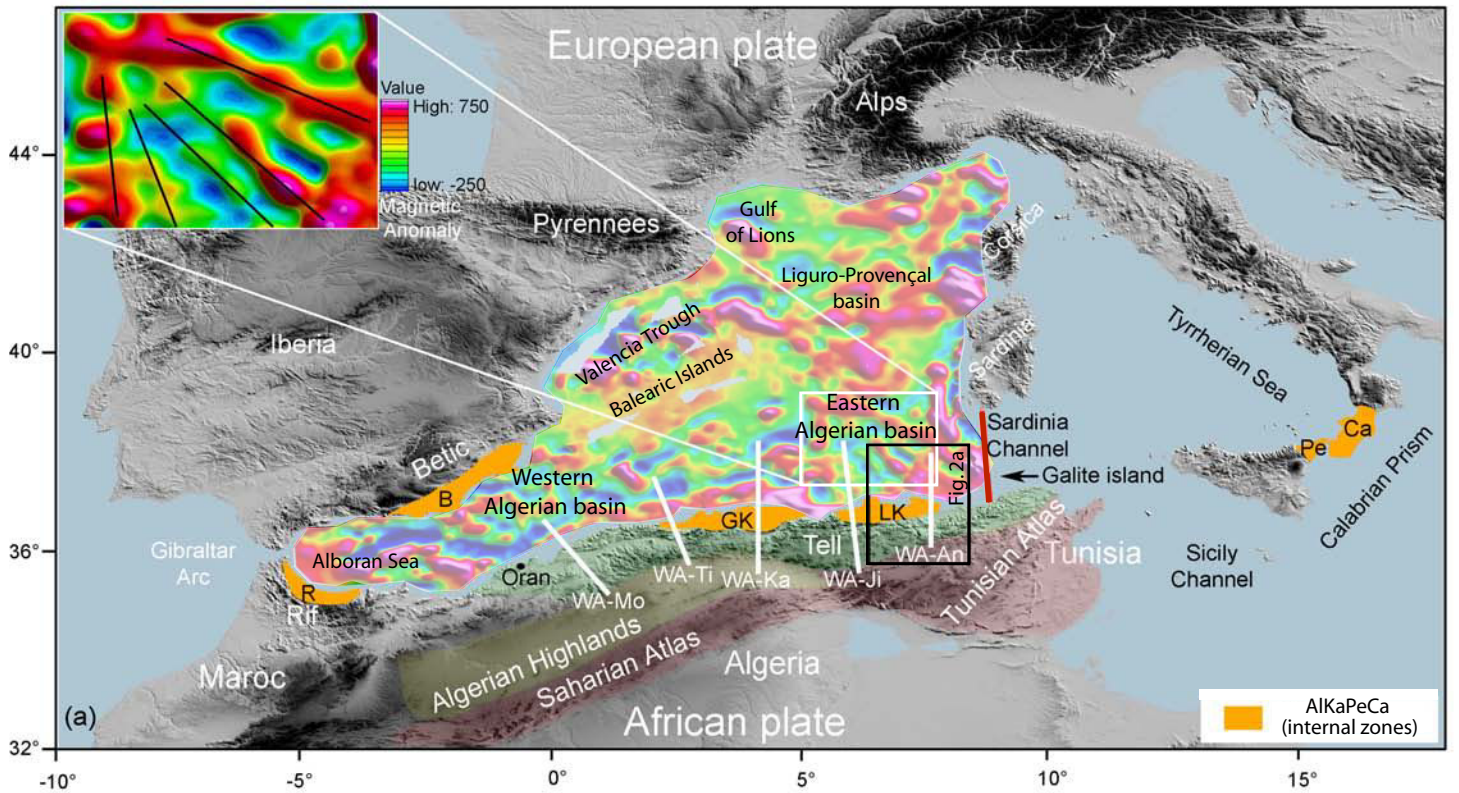
- 1513 (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga  
1514 (Espagne). Bull. soc. Géol. France, Série 7, T. XIX, N°5, 1171-1177.
- 1515 **Rodkin, M.V., & Rodnikov, A.G., 1996.** Origin and structure of back-arc basins: new data  
1516 and model discussion, Phys. Earth Planet. Int., 93, 123-131.
- 1517 **Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M. O., Guennoc, P., Rehault, J. P., Sosson, M., &**  
1518 **Truffert, C. 2002.** Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the  
1519 Ligurian Sea, Western Mediterranean, Tectonics, 21 (3), 10.1029/2001TC900027.
- 1520 **Rosenbaum, G., Lister, G.S., & Duboz, C., 2002.** Reconstruction of the tectonic evolution  
1521 of the western Mediterranean since the Oligocene, In : Rosenbaum, G. and Lister, G. S.  
1522 2002 - Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen – J. of the  
1523 Virtual Explorer, 8, 107–126.
- 1524 **Rosenbaum, G., & Lister, G.S., 2004a.** Neogene and Quaternary rollback evolution of the  
1525 Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. Tectonics, volume 23,  
1526 issue 1, TC1013, doi:10.1029/2003TC001518.
- 1527 **Rosenbaum, G., & Lister, G.S., 2004b.** Formation of arcuate orogenic belts in the western  
1528 Mediterranean region. Geological Society of America, Special Paper (383), 41-56.
- 1529 **Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F.P., Peccerillo, A., & Miller, M.S., 2008.**  
1530 Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian  
1531 magmatism. Tectonics, vol. 7, issue 2.
- 1532 **Roure, F., Casero, P., & Addoum, B., 2012.** Alpine inversion of the North African margin  
1533 and delamination of its continental lithosphere. Tectonics, 31, TC3006.  
1534 doi:10.1029/2011TC002989.
- 1535 **Rouvier, H., 1977.** Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies  
1536 superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. Phd thesis, Pierre et  
1537 Marie Curie university, Paris, France, 898 pp.
- 1538 **Royden, L.H., 1993.** The tectonic expression of slab pull at continental convergent  
1539 boundaries. Tectonics, 12, 303-325.
- 1540 **Saadallah, A., & Caby, R., 1996.** Alpine extensional detachment tectonics in the Grande  
1541 Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria),  
1542 Tectonophysics, 267, 257-273.
- 1543 **Sage, F., Pontoise, B., Mascare, J., & Basile, C., 1997.** Structure of oceanic crust adjacent to  
1544 as transform margin segment: the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin, Geo-Mar. Lett.,  
1545 17, 31-39.



- 1546 **Sage, F., Beslier, M.-O., Thinon, I., Larroque C., Dessa, J.-X., Migeon, S., Angelier, J.,**  
1547 **Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stephan, J.-F., & Sonnette, L., 2011.**  
1548 Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of  
1549 the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic, *Mar. and Petr.*  
1550 *Geol.*, 28, 1263-1282.
- 1551 **Sartori, R., Carraraa, G., Torelli, L. & Zitellini, N., 2001.** Neogene evolution of the  
1552 southwestern Tyrrhenian Sea (Sardinia Basin and western Bathyal plain). *Mar. Geol.*, 175,  
1553 47-66.
- 1554 **Schettino, A., & Turco, E., 2006.** Plate kinematics of the Western Mediterranean region  
1555 during the Oligocene and Early Miocene. *Geophys. Journ. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-  
1556 246X.2006.02997.x.
- 1557 **Spakman, W., & Wortel, M.J.R. 2004.** A tomographic view on Western Mediterranean  
1558 Geodynamics, in: *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to*  
1559 *Mantle*, Edited by: Cavazza W, Roure F, Spakman W., Stampfli GM, Ziegler P., 31-52.
- 1560 **Spudish, P. and Orcutt, J.A., 1980.** A new look at the seismic velocity structure of oceanic  
1561 crust, *Res. Geophys.*, 18, 627-645.
- 1562 **Stockwell, J. W., 1999.** The CWP/SU: Seismic Unix Package. *Computers and Geosciences*  
1563 25 (4), 415–419.
- 1564 **Tapponnier, P., Peltzer, G., & Armijo, R. 1986.** On the mechanics of the collision between  
1565 India and Asia. In: *Collision Tectonics*, M.P. Coward and A.C. Ries (Eds.), *Geol. Soc.*  
1566 *Spec. Publ.*, 19, 115-157.
- 1567 **Ten Veen, J.H., & Kleinspehn, K.L., 2003.** Incipient continental collision and plate  
1568 boundary curvature: Late Pliocene-Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete,  
1569 Greece. *J. Geol. Soc., London*, 160, 161-181.
- 1570 **Turner, S., Palomeras, I., Levander, A., Carbonell, R. & Lee, C.-T., 2014.** Ongoing  
1571 lithospheric removal in the western Mediterranean: Evidence from Ps receiver functions  
1572 and thermobarometry of Neogene basalts (PICASSO project) *Geochem., Geophys.,*  
1573 *Geosyst.*, 15, 1113-1127, doi: 10.002/2013GC005124.
- 1574 **Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F., & Zitellini, N., 1994.** Extensional collapse  
1575 related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central  
1576 Mediterranean). *Tectonophysics*, 238, 317-329.
- 1577 **Van Avendonk Harm, J. A., Steven Holbrook, W., Nunes Gregory, T., Shillington**  
1578 **Donna, J., Tucholke Brian, E., Loudon Keith, E., Hans, C.L., & Hopper John, R.,**

2006. Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada, *J. Geophys. Res.*, 111, B11404.
- Van Hinsbergen., D.J.J., Vissers, R.L.M., & Spakman, W., 2014.** Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation, *Tectonics*, 33, 393-419, doi:10.1002/tect.20125.
- Vergés, J., & Fernàndez, M., 2012.** Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system, *Tectonophysics*, 579, 144-172, ISSN 0040-1951, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.032.
- Vergés, J., & Sabàt, F., 1999.** Constraints on the Western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa, in: *The Mediterranean basin: Tertiary extensions within the Alpine orogen*, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, and M. Séranne, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 156, 63-80.
- Vidal, N., Gallart, J., & Danobeitia, J. J., 1998.** A deep seismic crustal transect from the NE Iberian Peninsula to the Western Mediterranean, *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 103 (B6), pages 12381–12396.
- Vila, J.P., 1980.** La chaîne alpine d’Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisien. Phd thesis, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), France, 665p.
- White, R.S., & Stephen, R.A., 1980.** Compressional to shear wave conversion in oceanic crust. *Geophys. J. R. Astr. Soc* (63), 541-565.
- White, R.S., Detrick, R.S., Sinha, M.C., & Cormier, M.H., 1984.** Anomalous seismic crustal structure of oceanic fracture zones, *Geophys. J. R. astr. Soc*, 79, 779-798.
- White, R. S., McKenzie D., & Onions, R. K., 1992.** Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare-earth element inversions, *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 97 (B13), pages 19683–19715.
- Whitmarsh, R. B., & Miles, P. R., 1995.** Models of the development of the West Iberia rifted continental-margin at 40 degrees 30’N deduced from surface and deep-tow magnetic-anomalies, *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 100 (B3), pages 3789–3806.
- Whitmarsh, R. B., White, R. S., Horsefield, S. J., Sibuet, J. C., Recq, M., & Louvel, V., 1996.** The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank, *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 101 (B12), 28291–28314.
- Wildi, W., 1983.** La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Géol. Dyn. géog. Phys.*, (24), 3, 201-297.
- Wortel, M.J.R., and Spakman, W. 2000.** Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Sciences*, 290, 1910-1917.

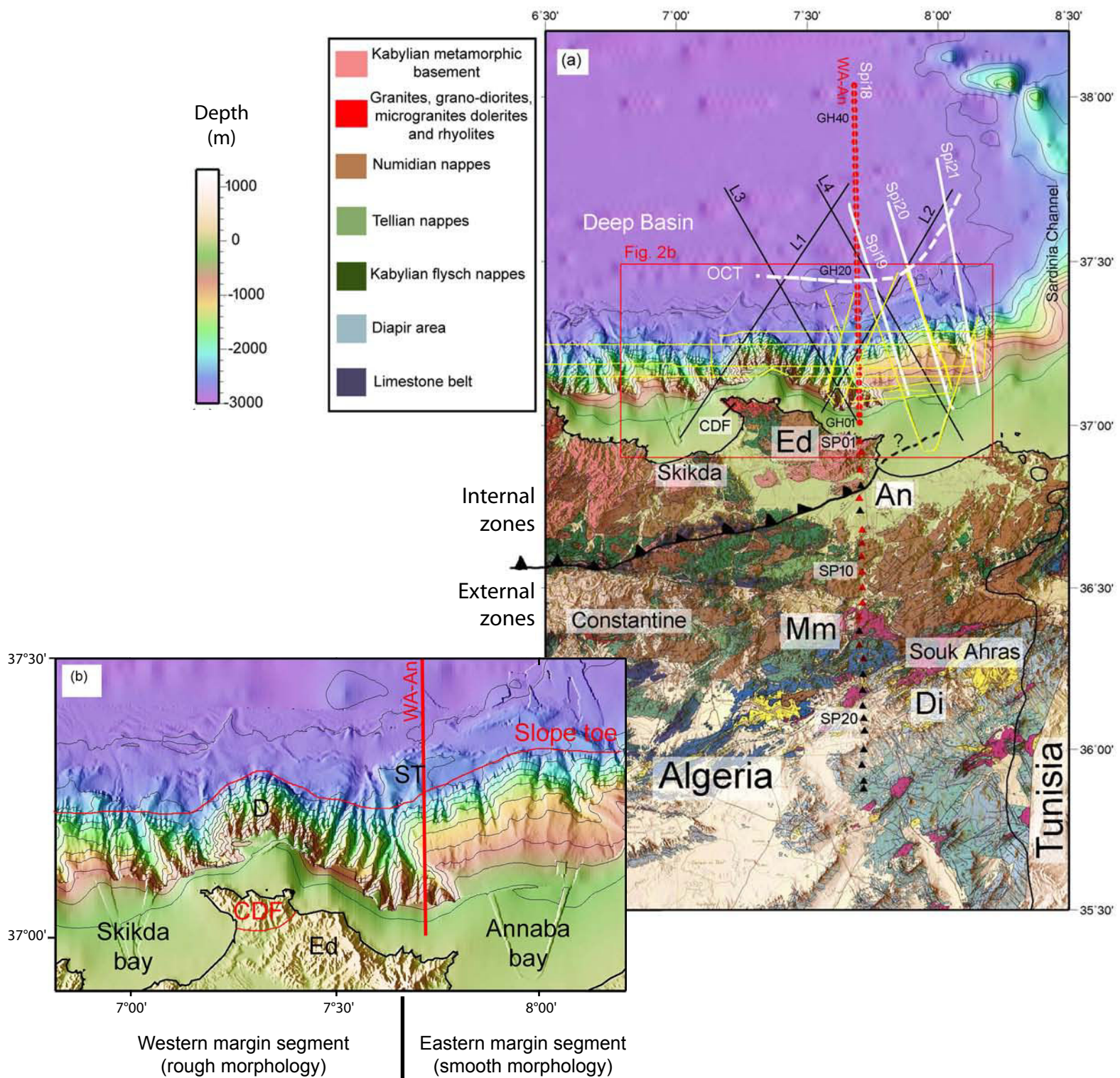
- 1613 **Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracene, R., De Lepinay, B.M., Strzerzynski, P.,**  
1614 **Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P., & Djellit, H., 2009.**  
1615 **Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: The Khayr**  
1616 **al Din bank, Tectonophysics, 475 (1), 98-116.**
- 1617 **Zelt, C. A., & Smith, R. B., 1992.** Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity  
1618 structure, *Geophys. Journal International* (108), 16-34.
- 1619 **Zelt, C. A., 1999.** Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic  
1620 travelttime data, *Geophys. J. Int.*, 139, 183–204.



**Figure 1.** (a) Magnetic anomalies from **Galdeano and Rossignol (1977)** superimposed on the map of the Western Mediterranean area. White lines: location of the 5 wide-angle seismic profiles acquired during SPIRAL cruise. WA-An: Annaba profile (this study), WA-Ji: Jijel profile, WA-Ka: Great Kabylia profile, WA-Ti: Tipaza profile and WA-Mo: Mostaganem profile. Red line: location of the wide-angle seismic profile from the European Geotraverse project (**Peirce and Barton, 1992**). White frame: location of the inset that displays regularly organized NW-SE magnetic anomalies in the central part of the eastern Algerian basin (from **Schettino and Turco, 2006**). Black frame: location of the central eastern Algerian basin as displayed in **Figure 2**.

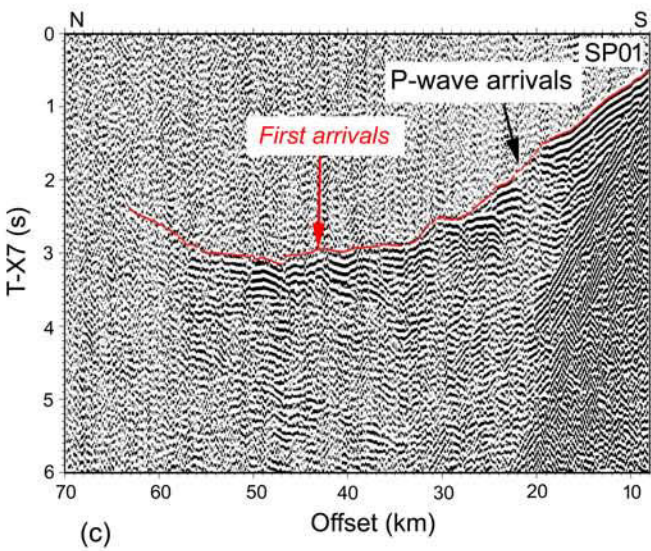
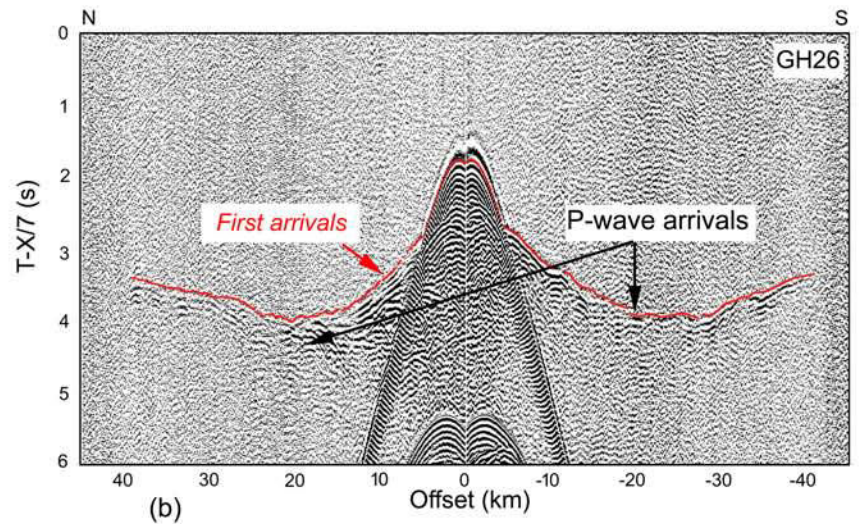
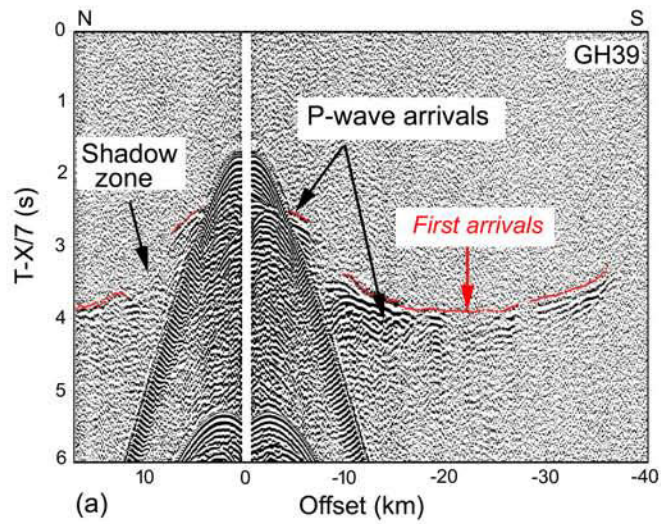
(b) Western Mediterranean setting at 35 Ma, modified from **Gelabert et al. (2002)**, indicating the location of the European forearc (in yellow), before the Algerian basin opening. During the Algerian and Tyrrhenian basin formation, the European forearc was fragmented and migrated to the south and to the east to reach its present day position (shown in (a)), due to subduction rollback (see text for details and references). The names of the forearc fragments were given according to their present day location, and are from west to east : R: Rif; B: Betics; GK: Great Kabylia; LK: Lesser Kabylia; Pe: Peloritani; Ca: Calabria. They form the AlKaPeCa block defined by **Bouillin (1986)**, with Al: Alboran = R+B; Ka: Kabylia=GK+PK; Pe: Peloritani and Ca: Calabria.



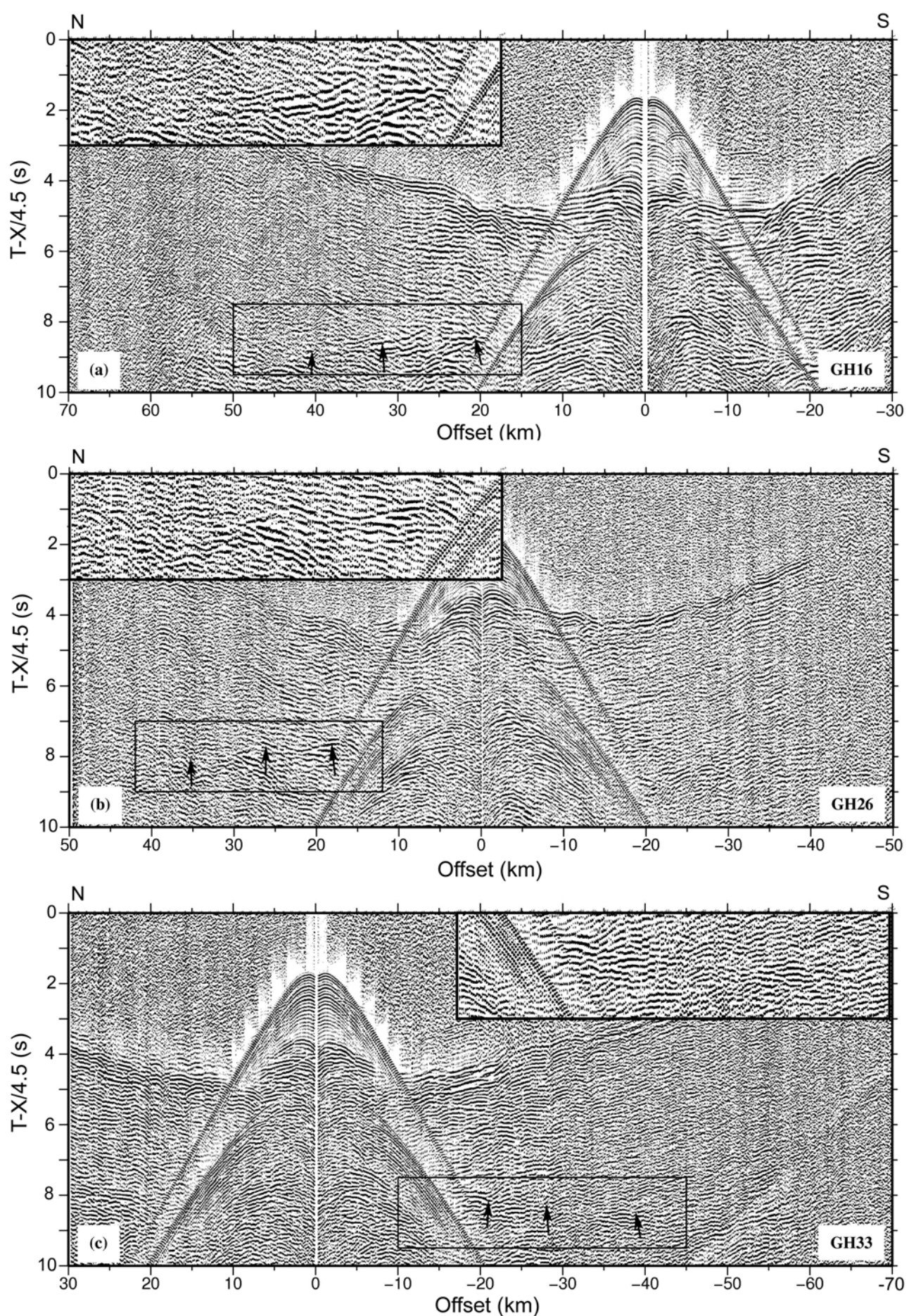


**Figure 2.** (a) Location of the data set used in this study, superimposed on the bathymetric map provided by Maradja2/Samra cruise (2005) (Kherroubi et al., 2009) and by ETOPO1 1-minute global relief ([www.ngdc.noaa.gov](http://www.ngdc.noaa.gov)) in the offshore domain, and on the eastern Algerian geological map in the onshore domain (Vila, 1978). The geological map shows the different structural units of the study area including the Internal zones (Lesser Kabylia (Fig. 1, LK)) and External zones (Tell). Ed: Edough massif; CDF: Cap de Fer; An: Annaba basin; Mm: Mellègue Mountains and Di: Diapir area. Red dots: OBS position (numbered GHxx) ; Triangles: land station position (numbered SPxx); Red triangles: stations which recorded usable data. Black triangles: stations recorded only noise. White lines: location of the multichannel seismic lines, magnetic and gravity data acquired during SPIRAL cruise. Black lines: location of the seismic reflection, gravity and magnetic data provided by Sonatrach. Yellow lines: high-resolution seismic profiles acquired during Maradja2/Samra cruise (2005). Red frame: location of the area displayed in (b). White dotted line (OCT): ocean-continent transitional zone after this study. (b) Bathymetric map of the study area from Maradja2/Samra cruise (2005) (Kherroubi et al., 2009) and from ETOPO1 1-minute global relief ([www.ngdc.noaa.gov](http://www.ngdc.noaa.gov)). CDF: cap de Fer, Ed: Edough massif.



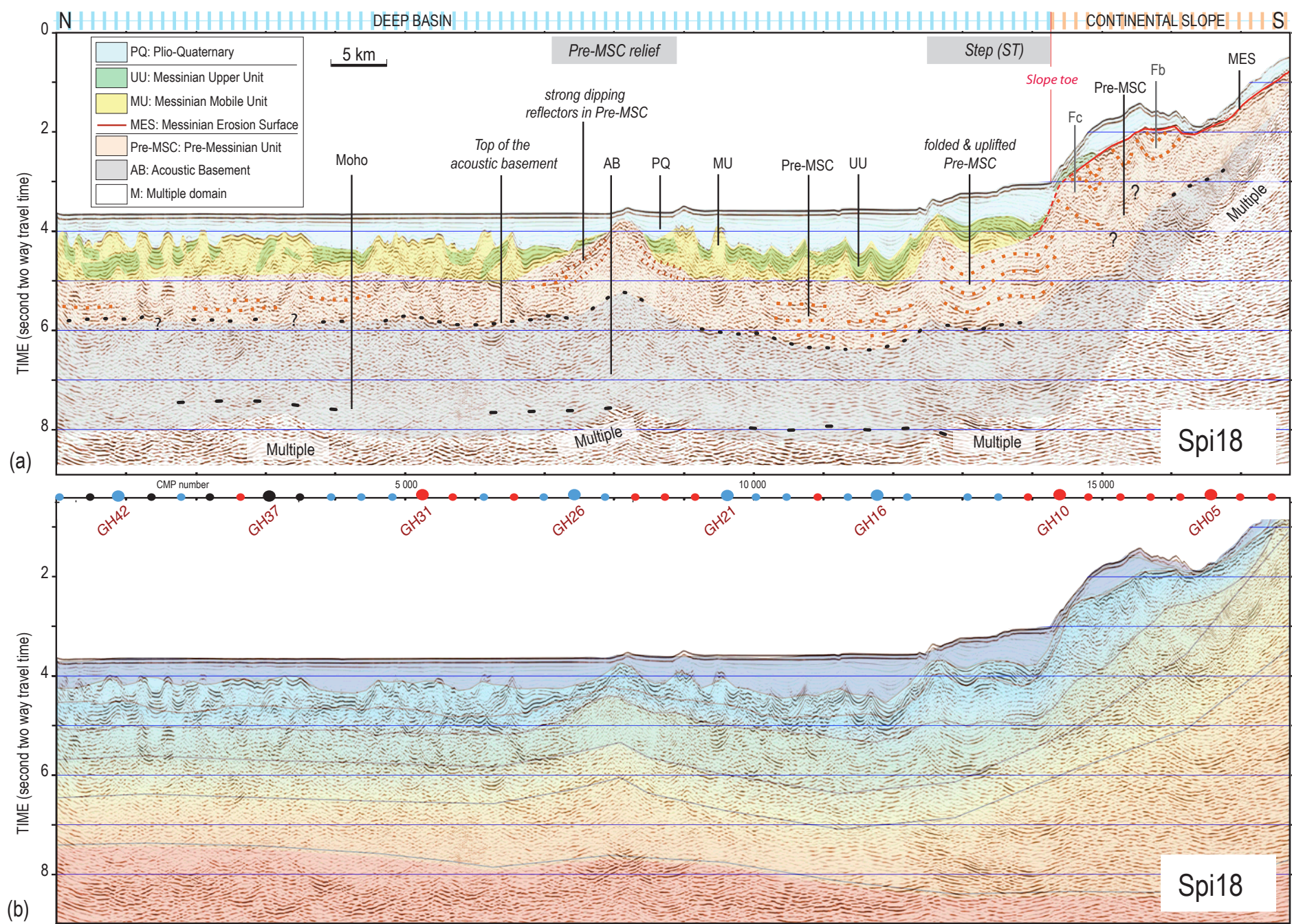


**Figure 3.** Examples of representative wide-angle sections recorded along WA-An profile and showing P-wave arrivals. (a) and (b) OBS sections (GH39 and GH26, respectively) located within the deep basin, (c) land-station section (SP01) located onshore 2 km south of the shoreline. These seismic sections correspond to the vertical component records. They were displayed after data processing including: deconvolution whitening, Butterworth filter (4-18Hz), Automatic Gain Control (AGC), with a 7 km/s velocity reduction. Red lines: picks of the first arrivals used for first arrival tomography.

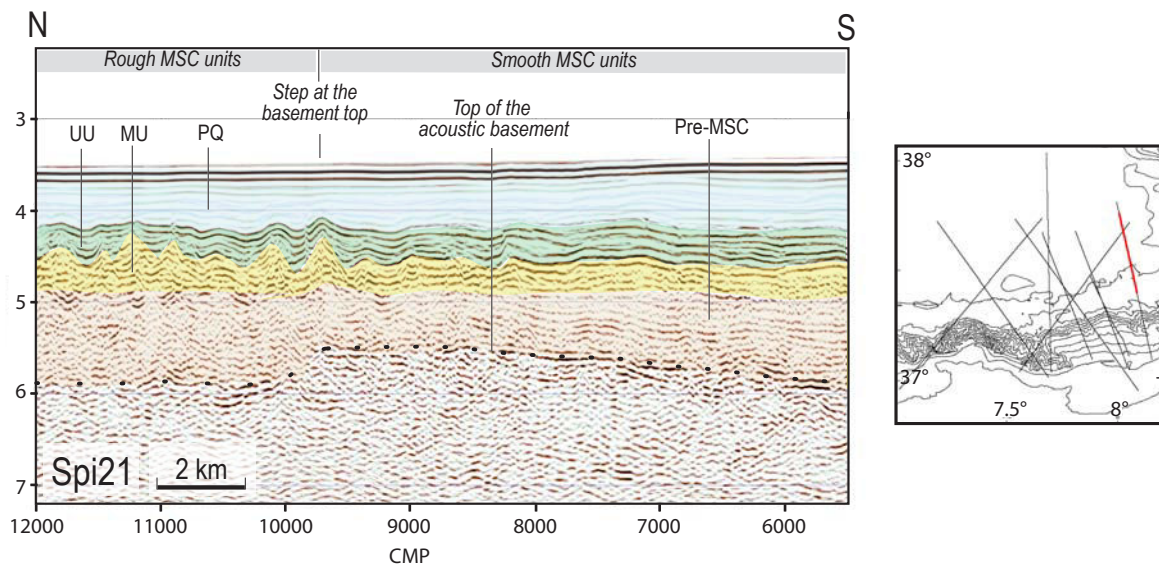


**Figure 4.** Examples of representative sections recorded within the deep basin along WA-An profile for (a) OBS GH16, (b) OBS GH26 and (c) OBS GH33. The black frames, in which the black arrows point out S-wave arrivals, indicate the location of the zooms presented at the top of each seismic section. The S-waves come from P-wave conversion along subsurface interfaces. The three seismic sections correspond to the horizontal component records of the OBSs. They were displayed after data processing including: deconvolution whitening, Butterworth filter (4-18Hz), Automatic Gain Control (AGC), with a 4.5 km/s velocity reduction.



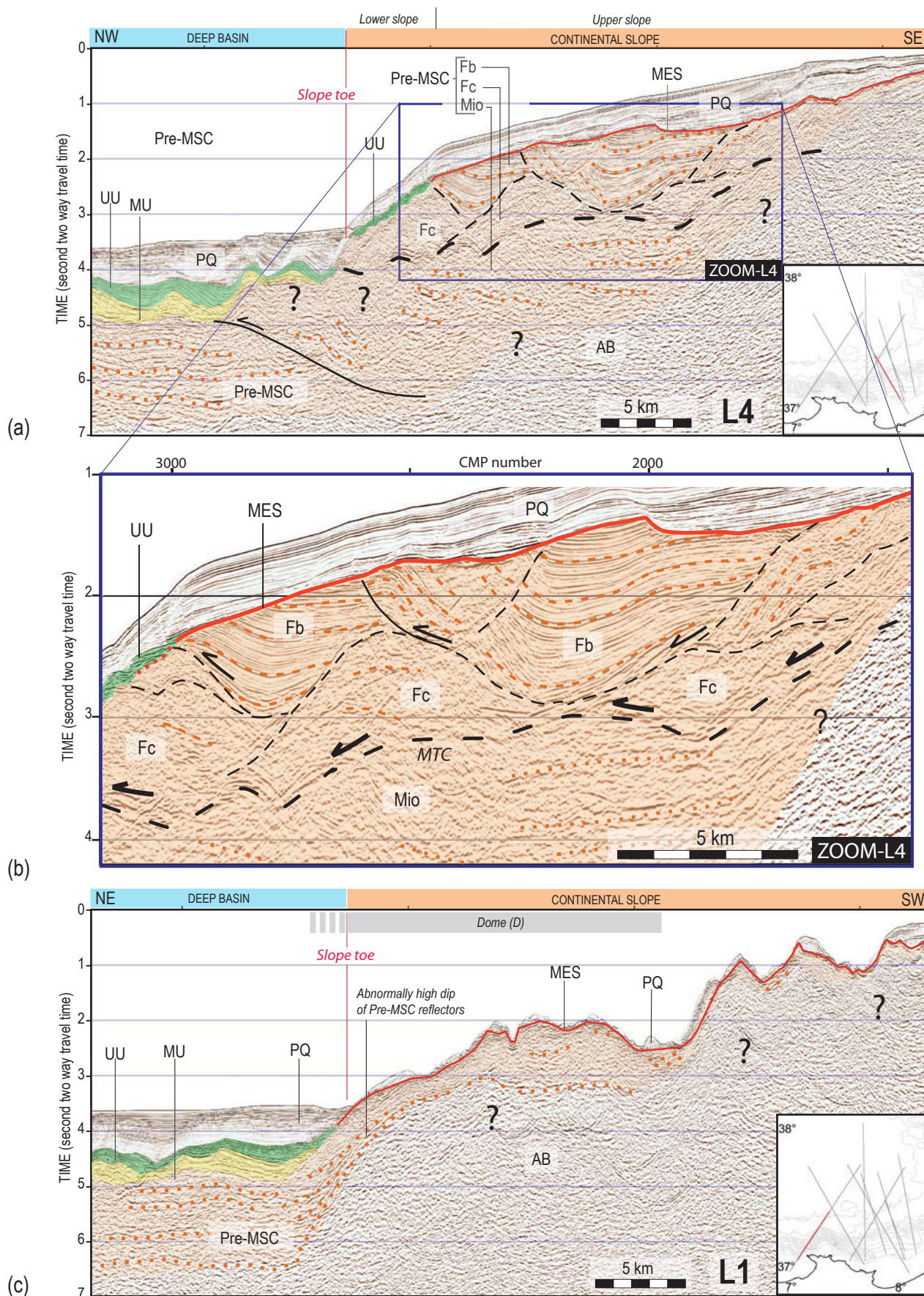


**Figure 5.** Time-migrated MCS profile Spi18 (coincident with the wide-angle Line WA-An; see **Fig. 2a** for location) with superimposition of the seismic interpretation of the line (a), and the P-wave velocity-depth model deduced from forward modeling of the wide-angle data converted into a two-way travel-time section (b). The dots at the top of the seismic section mark the location of the OBS (Blue dots: S-waves observed on the horizontal geophone; Red dots: no S-wave detected on the horizontal geophone; Black dots: No S-wave recorded because the receivers were hydrophones only).



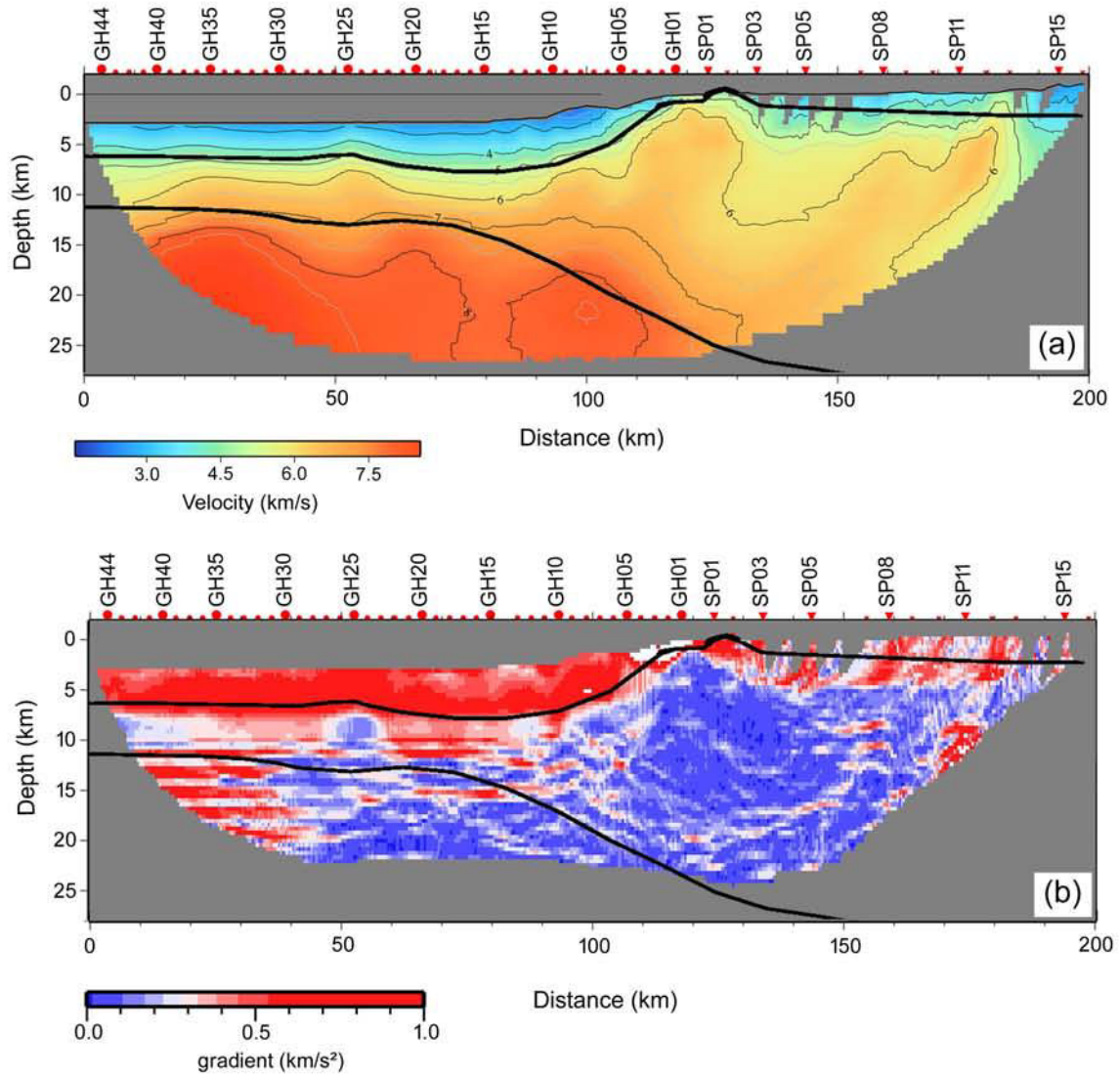
**Figure 6.** Time-migrated MCS Line Spi21 (see Fig. 2a for location) and seismic interpretation. PQ: Plio-Quaternary unit; UU: upper Messinian unit; MU: mobile Messinian unit; Pre-MSC: pre-Messinian unit. In the northern part of the seismic line, the reflector marking the top of the basement is weak, and lies at a constant depth of  $\sim 5.8$  stwt, whereas it is more continuous and shallower in its southern part. This change in the top of the basement morphology corresponds to a change in the Messinian unit facies, from rough to smooth.



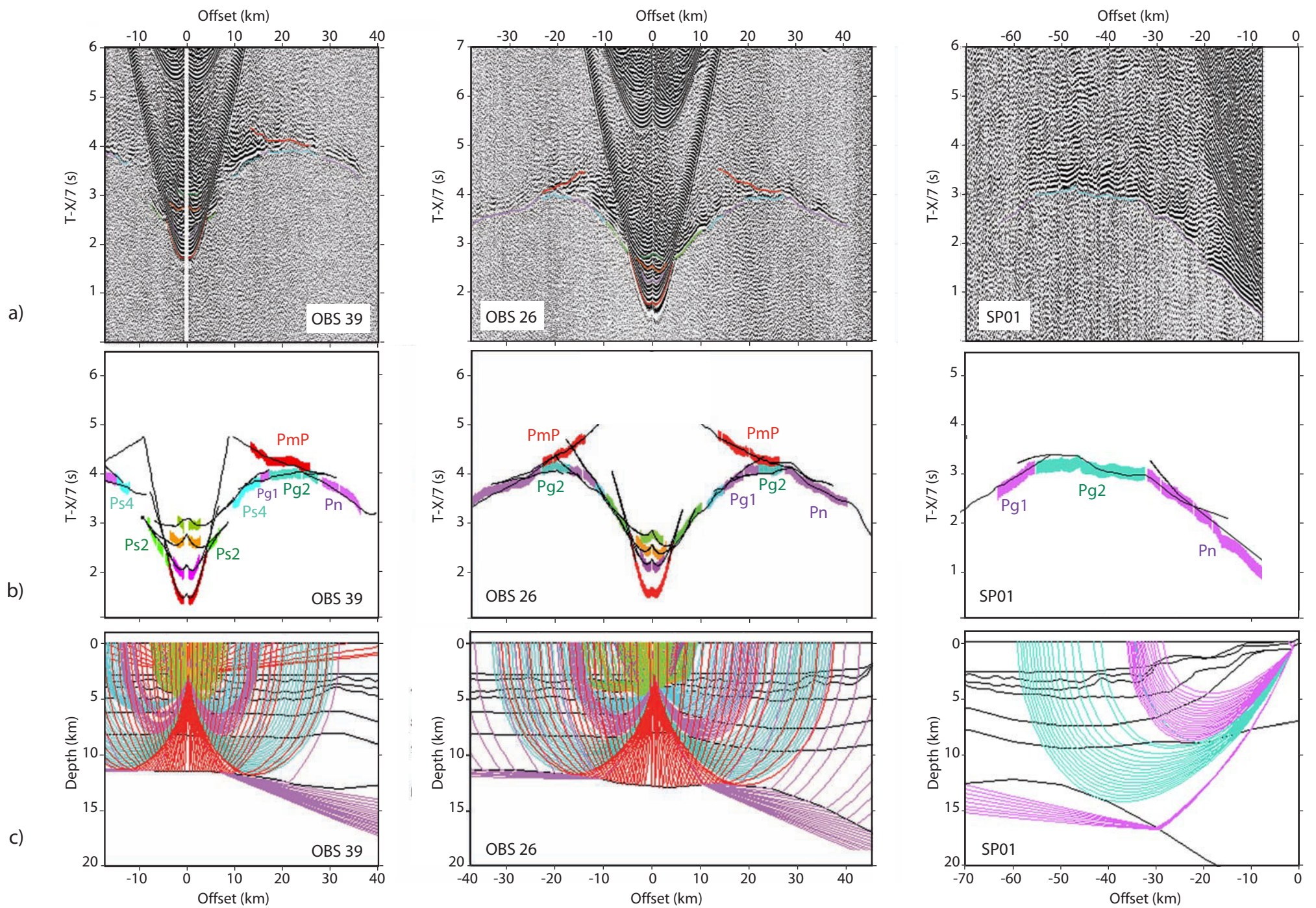


**Figure 7.** Seismic reflection lines and seismic interpretation illustrating the margin structure east of the wide-angle Line WA-An /Spi18 (a, b), and west of these (c). (a) Time-migrated MCS profile L4 (see **Fig. 2a** for location) provided by Sonatrach and its zoom of this line on the margin seismic image (b). The pre-Messinian units Fb (bedded) and Fc (chaotic) form sub-units below the Messinian Erosion Surface (MES). Each sub-unit shows its own reflectivity and deformation patterns. The sub-units limits are usually sharp and marked by clear unconformities. Fb-Fc sub-units lie in unconformity over a deeper sub-unit Mio, characterized by low-frequency reflectors that appear less deformed than Fb-Fc reflectors. (c) Time-migrated MCS profile L1 (see **Fig. 2a** for location) provided by Sonatrach. West of Line WA-An/Spi18, the PQ unit is thin, and only a few reflectors are locally observed just below the PQ unit. These rare reflectors show poor lateral continuity and chaotic organization, except at the deep margin, where Pre-MSC reflectors are clearly identified over a thickness of few hundreds of milliseconds of two-way travel time, with an unusually high dip compared to the area located east of the wide-angle Line WA-An.



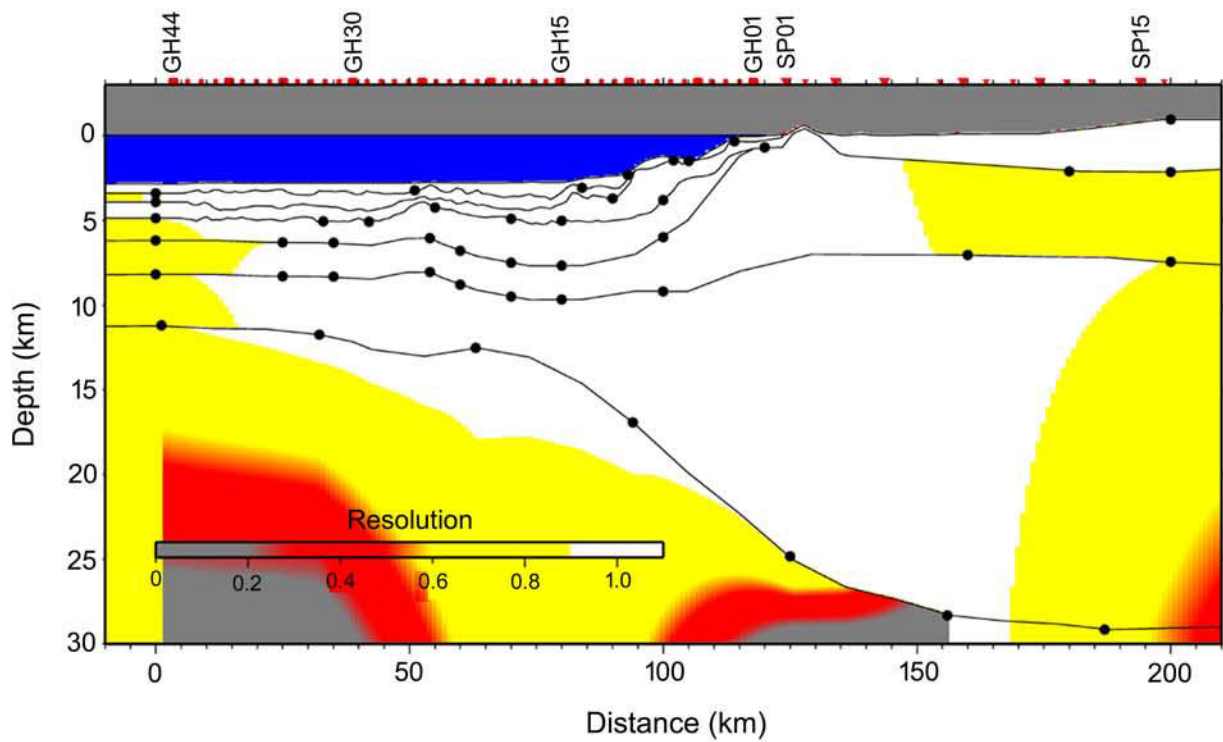


**Figure 8.** Results of tomographic velocity modeling along the Annaba profile WA-An. (a) P-wave velocity-depth model deduced from seismic tomography inversion of the travel time of the first arrivals. Isovelocity contours are displayed every 0.5 km/s. (b) P-wave velocity-gradient displayed along the wide-angle profile. Black lines: layer boundaries taken from the forward model; Red dots: OBS locations; Red inverted triangles: land station locations.

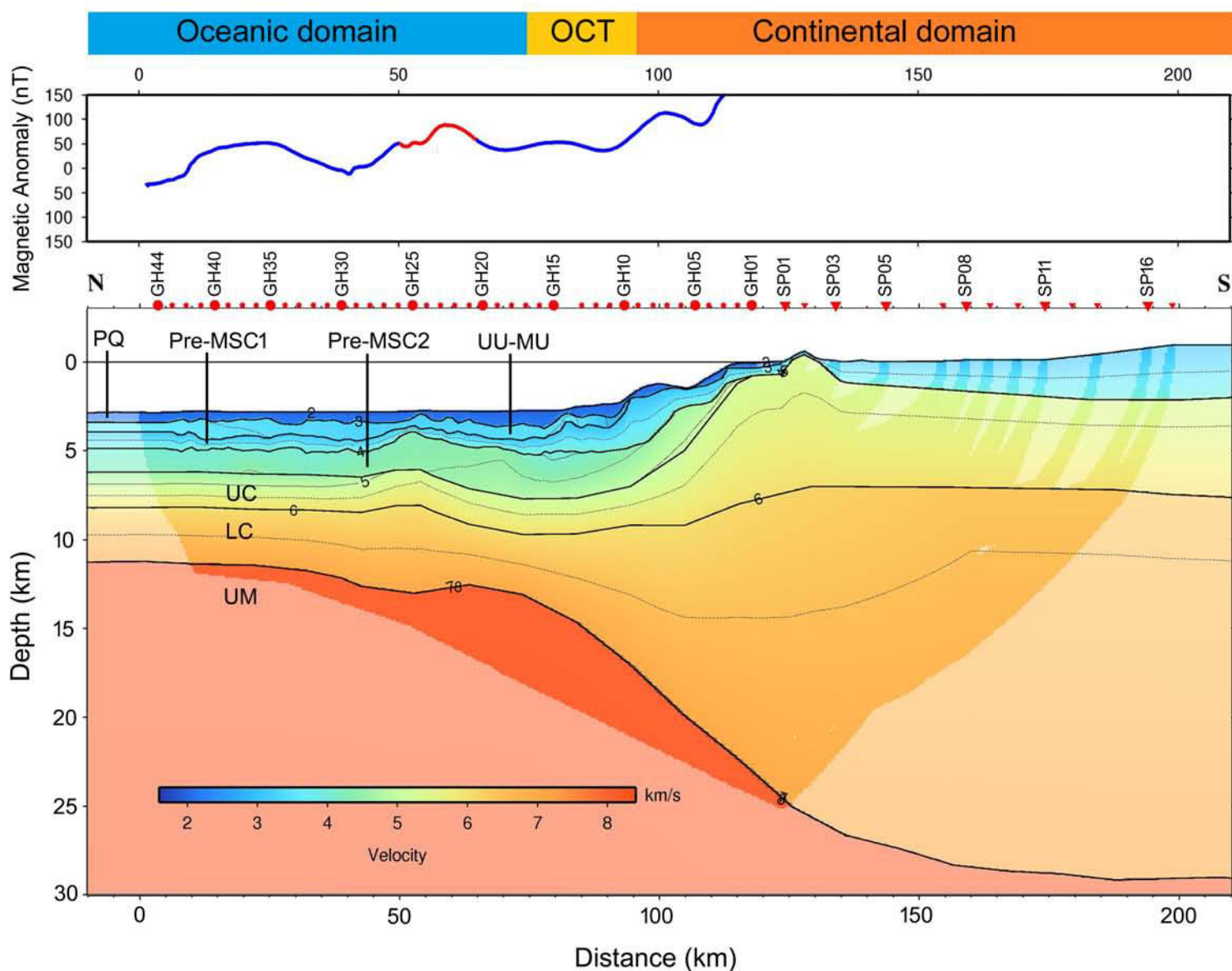


**Figure 9.** Forward modeling of the refracted and reflected arrivals performed for OBS GH39 (left), OBS GH26 (center) and the land station SP01 (right). (a) Picks of the first and second arrivals superimposed on the data, (b) observed travel times plotted with the picking uncertainty and calculated travel times produced by ray tracing and (c) ray tracing through the P-wave velocity-depth model.

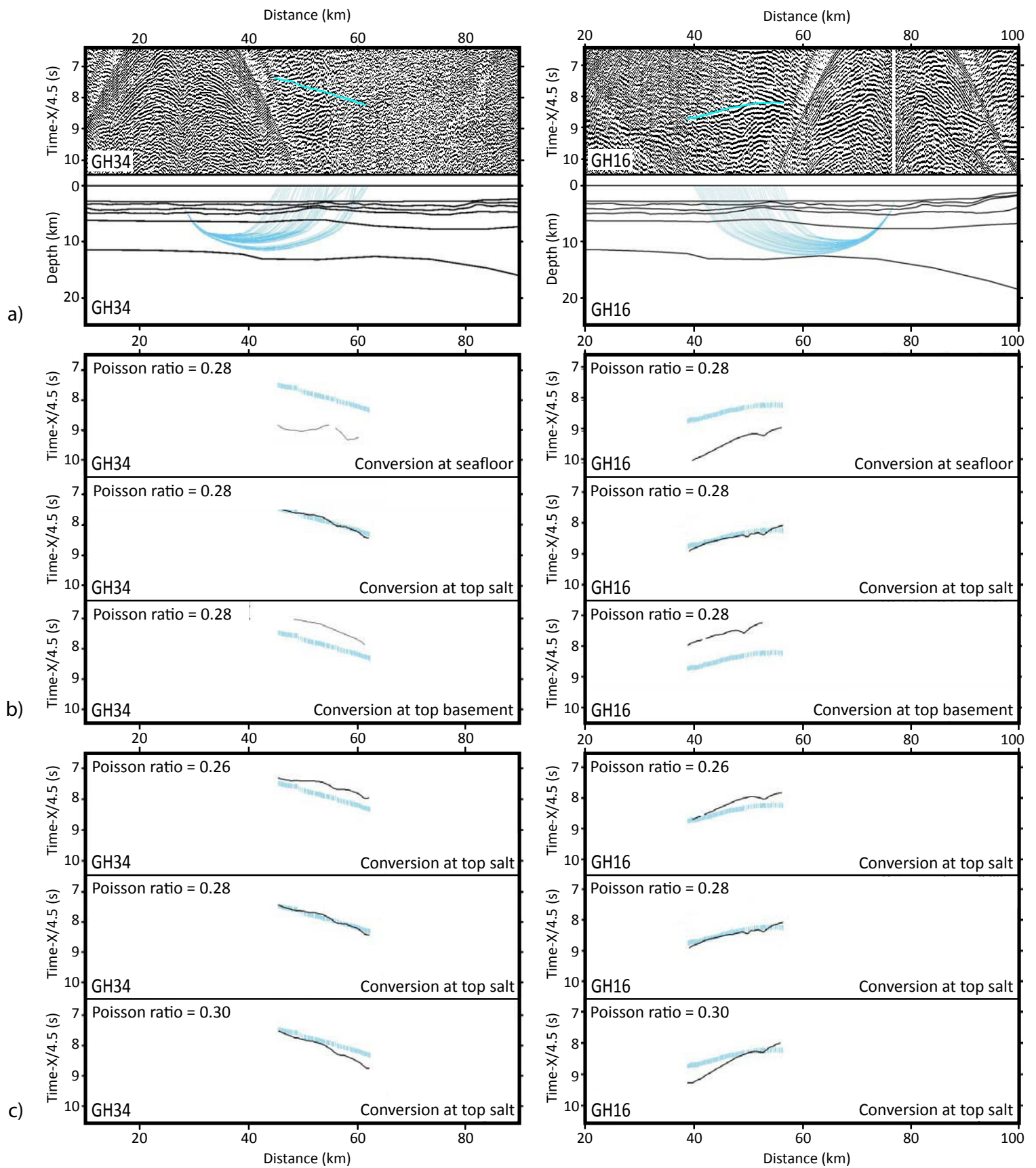




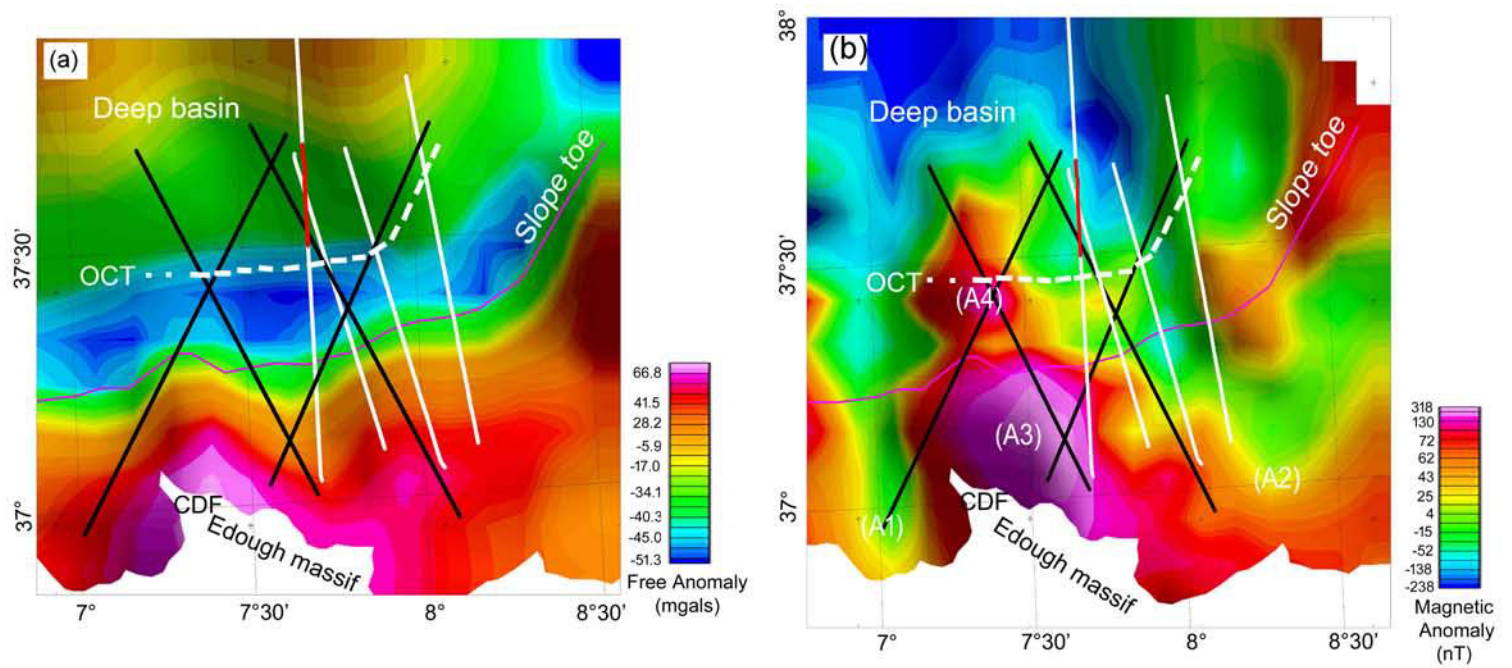
**Figure 10.** Resolution parameter for all velocity nodes (black dots) of the velocity-depth model. The white and yellow areas can be considered well resolved. A value above 0.5 is considered acceptable (Zelt, 1999). The blue color corresponds to the sea water layer.



**Figure 11.** Results of forward P-wave velocity modeling along the Annaba profile WA-An. Upper panel: Magnetic anomaly acquired during SPIRAL cruise reduced to pole. Lower panel: P-wave velocity-depth model deduced from forward modeling. Red circles: OBS location; Red inverted triangles: location of the land stations used in the modeling. Isovelocity contours are displayed every 0.5 km/s. Parts of the model that are unconstrained by ray-tracing are shaded. PQ: plio-quaternary; UU-MU: upper unit and mobile Messinian unit; Pre-MSC1: pre-Messinian layer 1; Pre-MSC2: pre-Messinian layer 2; UC: upper crust; LC: lower crust; UM: upper mantle.

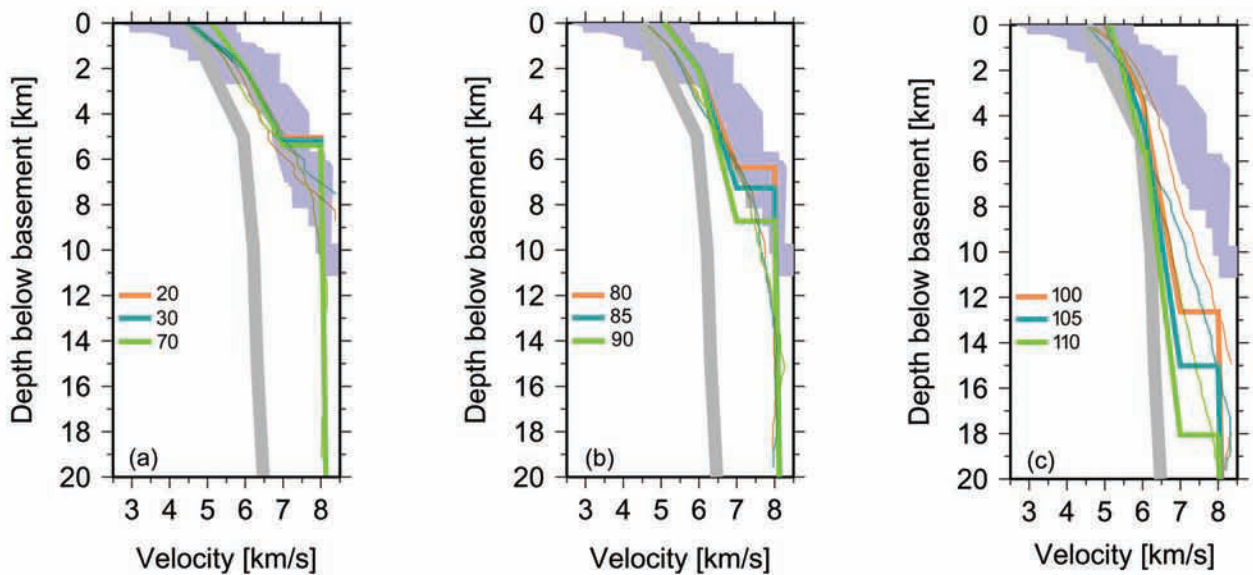


**Figure 12.** Examples of S-wave travel time modeling by ray tracing shown for OBS GH34 (left) and GH16 (right) (see location of the OBSs in **Fig. 5b**). (a) Top: Picks of phase PSg2 superimposed on a zoom of the seismic section. Bottom: example of ray tracing in the lower crust, using a Poisson's ratio of 0.28 and a P- to S-wave conversion at the top of the salt layer. (b) Ray tracing performed to test the conversion interface along which P-waves convert to the S-waves picked in the data, considering a Poisson's ratio of 0.28 in the LC. From top to bottom, the three panels show the observed travel-times (blue picks) and the calculated travel-times (black line) for P- to S-wave conversion occurring at the seafloor, at the top of the salt layer, and at the top of the basement. (c) Ray tracing performed to test the Poisson's ratio in layer LC. From top to bottom, the three panels show the observed travel-times (blue picks) and the calculated travel-times (black line) for a Poisson's ratio in the LC of 0.26, 0.28 and 0.30, and P- to S-wave conversion occurring at the top of the salt layer.

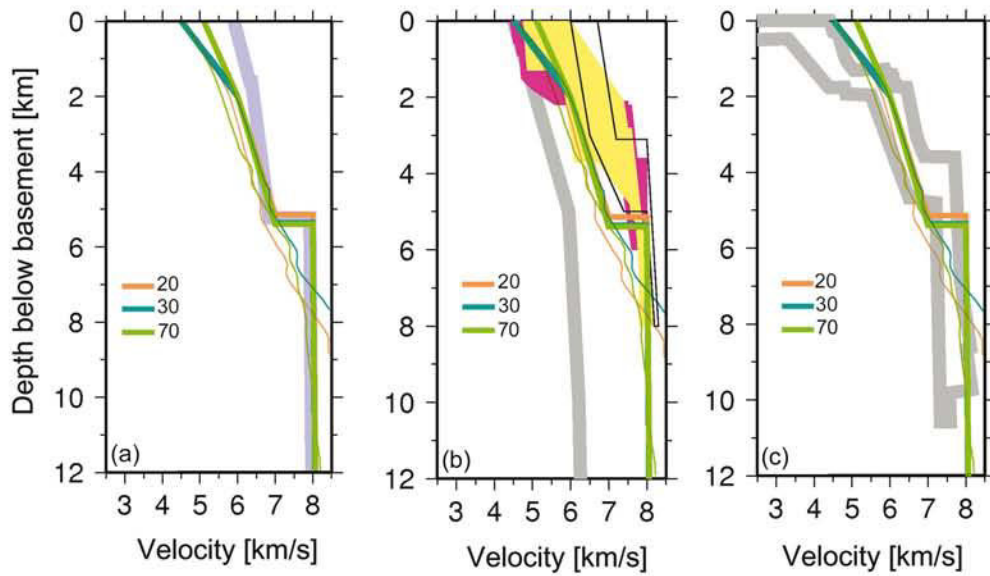


**Figure 13.** (a) Gravity map (free air anomaly) and (b) magnetic anomaly map reduced to pole in the study area. White lines: gravity and magnetic data acquired during SPIRAL cruise. Black lines: additional available data. Purple line: slope toe location (see also **Fig. 2b**). Red line: location of the local over-thickening of the basement units observed along the P-wave velocity-depth model. White dotted line (OCT): ocean-continent transition zone after this study. CDF: Cap de Fer.

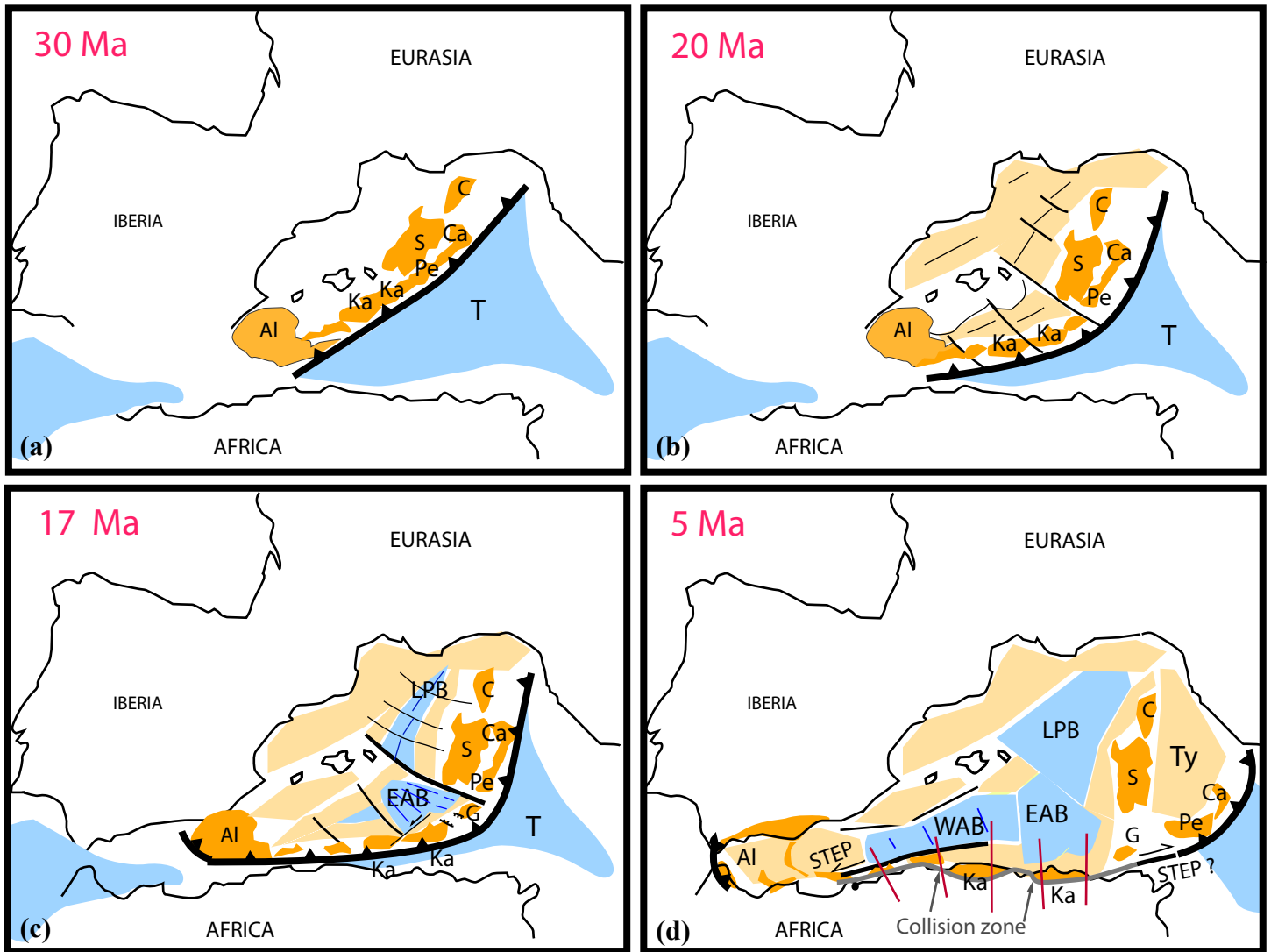




**Figure 14.** 1-D velocity-depth profiles in the basement and upper mantle extracted from the P-wave velocity-depth models along line WA-An, compared to 1-D velocity-depth profiles computed in other geodynamic contexts. Colored lines: 1-D velocity-depth profiles extracted from the forward velocity-depth model (thick lines) and from the tomographic velocity-depth model (thin lines). Location along the velocity-depth model is given in km on the left side of the diagrams. Grey areas: compilation for extended continental crust from **Christensen and Mooney (1995)**. Blue areas: compilation for Atlantic oceanic crust from **White et al. (1992)**. (a) From the northern end of the profile up to ~75 km in the velocity-depth model (**Fig. 11**), the velocity laws are situated within the bounds of oceanic crust. (b) Between ~75 and ~95 km in the velocity-depth model (**Fig. 11**), the velocity laws are intermediate between continental and oceanic velocity laws. Finally, between ~95 km and the southern end of the velocity-depth model (**Fig. 11**), the velocity laws are within the bounds of continental crust.



**Figure 15.** 1-D velocity-depth profiles in the basement and upper mantle extracted from the forward P-wave velocity-depth model (thick colored lines) and from the tomographic velocity-depth model (thin colored lines) in the oceanic domain along line WA-An, compared to 1-D velocity-depth profiles computed in other geodynamic contexts. (a) Blue area: compilation for oceanic crust in western Mediterranean, offshore Sardinia, from **Gailler et al. (2009)**. (b) Compilation of velocity laws computed for seismic crusts mainly composed by more or less altered peridotites. Pink area: compilation for ocean-continent transition zone in the southern Iberia Abyssal from **Dean et al. (2000)**. Yellow area: compilation for rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland (Canada) from **Van Avendonk et al. (2006)**. Transparent area: compilation for the western Iberia passive continental margin from **Alfílhado et al. (2008)**. (c) White area: compilation for Mohns Ridge oceanic crust, created along a slow but hot spreading ridge (**Klingelhoefer et al., 2000**).



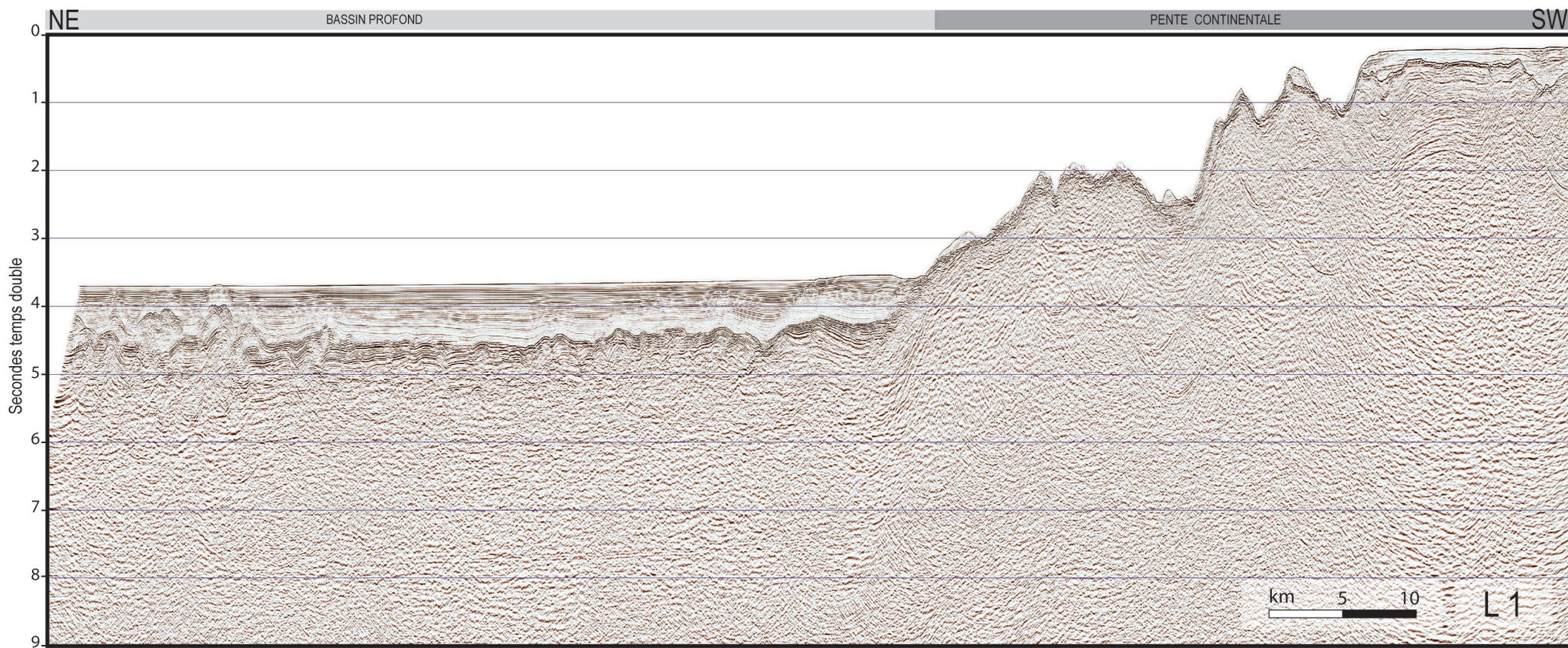
**Figure 16.** Kinematic reconstruction of the eastern Algerian basin between 30 Ma and 5 Ma, in the context of the western Mediterranean evolution. (a) 30 Ma. The AlKaPeCa block forms the European forearc at the southern Eurasian continent, along the Tethyan subduction zone that presents a linear shape (b) 20 Ma. Due to the rollback process, the AlCaPeCa and Corso-Sardinia blocks migrate southward and southeastward as a rifting stage occurs in back-arc position at the rear of these blocks. (c) 17 Ma. As the AlKaPeCa blocks migrate to the south and to the southeast, the forearc elongates along the subduction zone that becomes even more arcuate. Related to this arcuate shape, a NW-SE slab tear may emplace below the eastern Algerian basin, opening an asthenospheric window that causes a positive thermal anomaly. Above it, the thin but magmatic oceanic crust of the Eastern Algerian Basin forms along a NW-SE spreading center. The creation of the oceanic domain is accommodated at its southern edge by extensive and/or transcurrent deformation of the forearc along the free edge of the subduction. Between 17 Ma and 15 Ma, the collision between the Kabylean blocks and the African edge occurs. After the collision, two STEP-faults may develop as slab tears propagate to the west along the western Algerian margin and below the Alboran domain, and to the east along the southern edge of the opening Tyrrhenian domain. (d) 5 Ma. Oceanisation of Tyrrhenian basin begins. Al, Alboran; Ca, Calabrian; C, Corsica; EAB, eastern Algerian basin; G, Galite Island; Ka, Kabylia; LPB, Liguro-Provençal basin; Pe, Peloritani; S, Sardinia; T, Téthys; Ty, Tyrrhenian Sea; WAB, western Algerian basin; red lines, location of the SPIRAL wide-angle seismic lines. The kinematic reconstruction of the western Algerian basin is from **Medaouri et al. (2014)** and reference therein.

## ***Annexe 2 :***

### ***Interprétation des profils sismique réflexion (sections temps-double)***

*La position des profils est donnée sur la carte présentée à l'intérieure de la  
couverture en fin de manuscrit.*

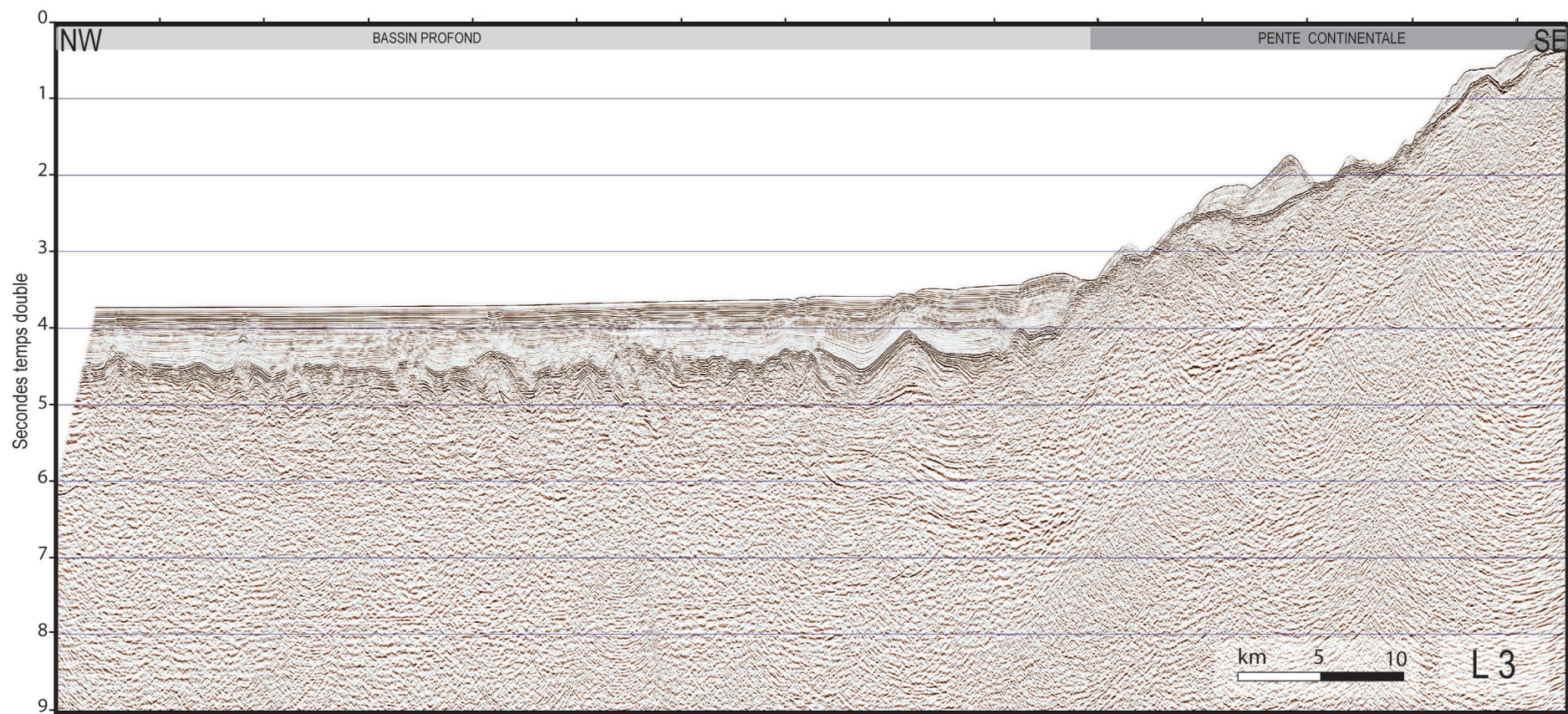




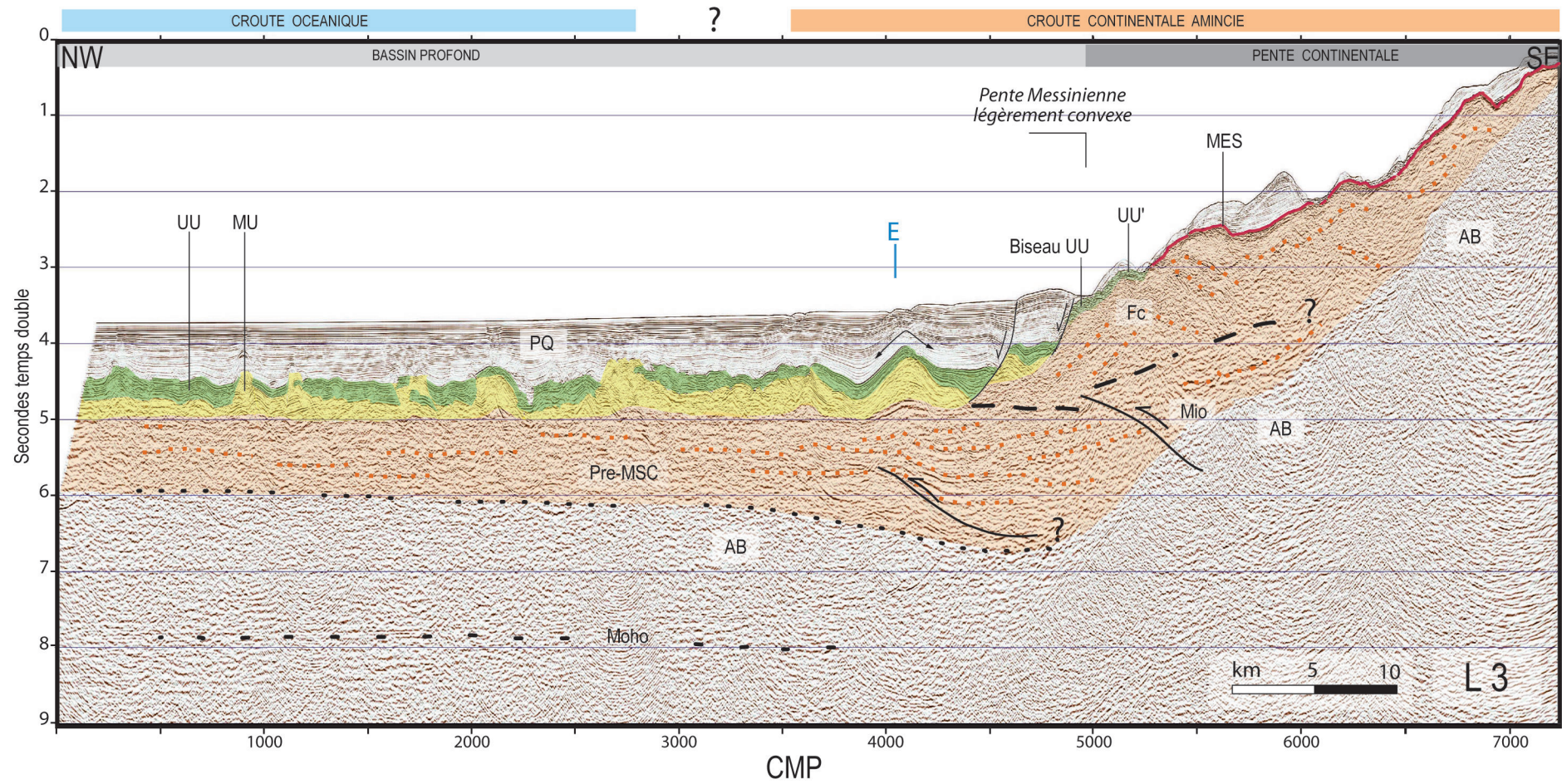




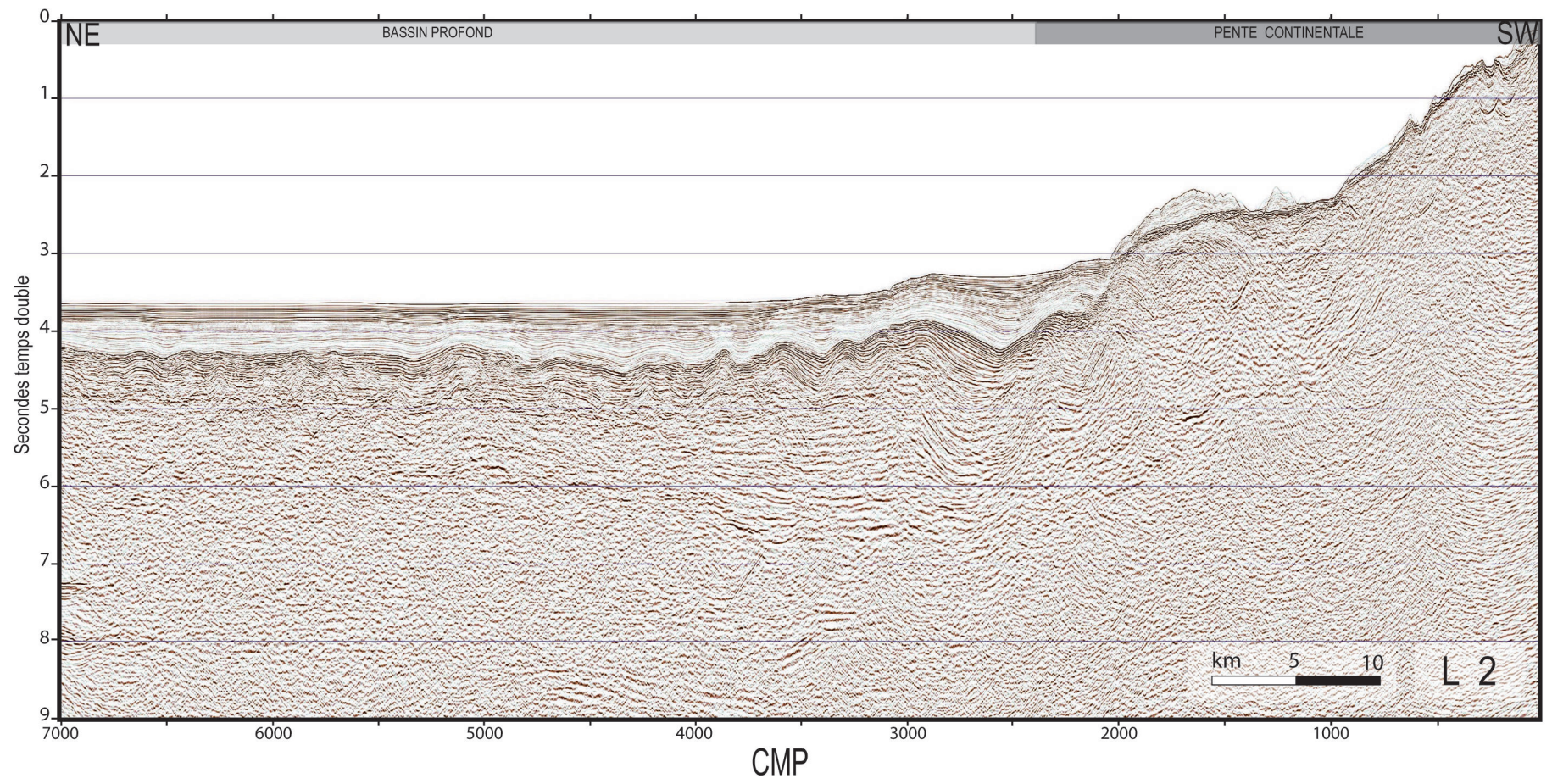




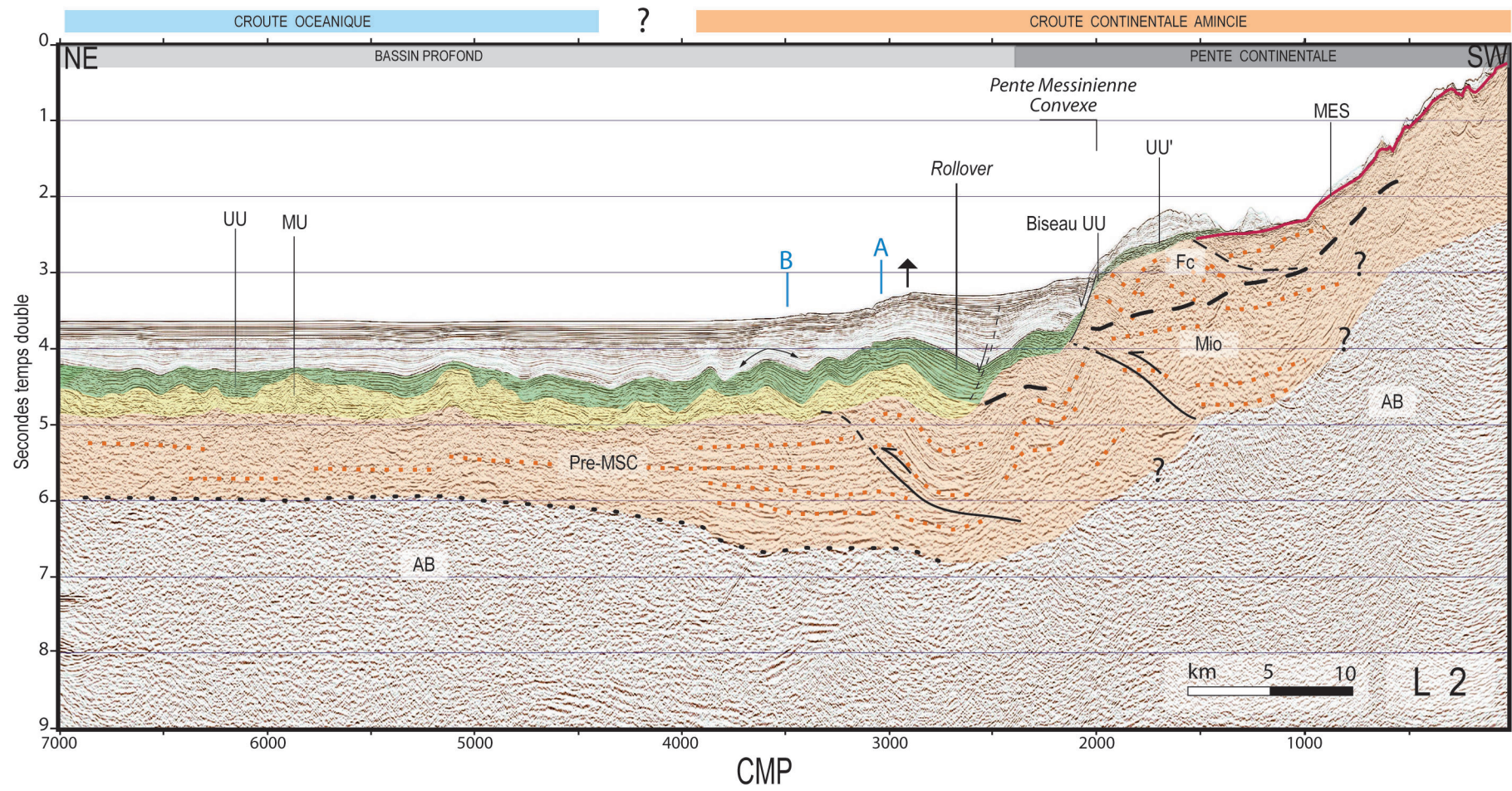




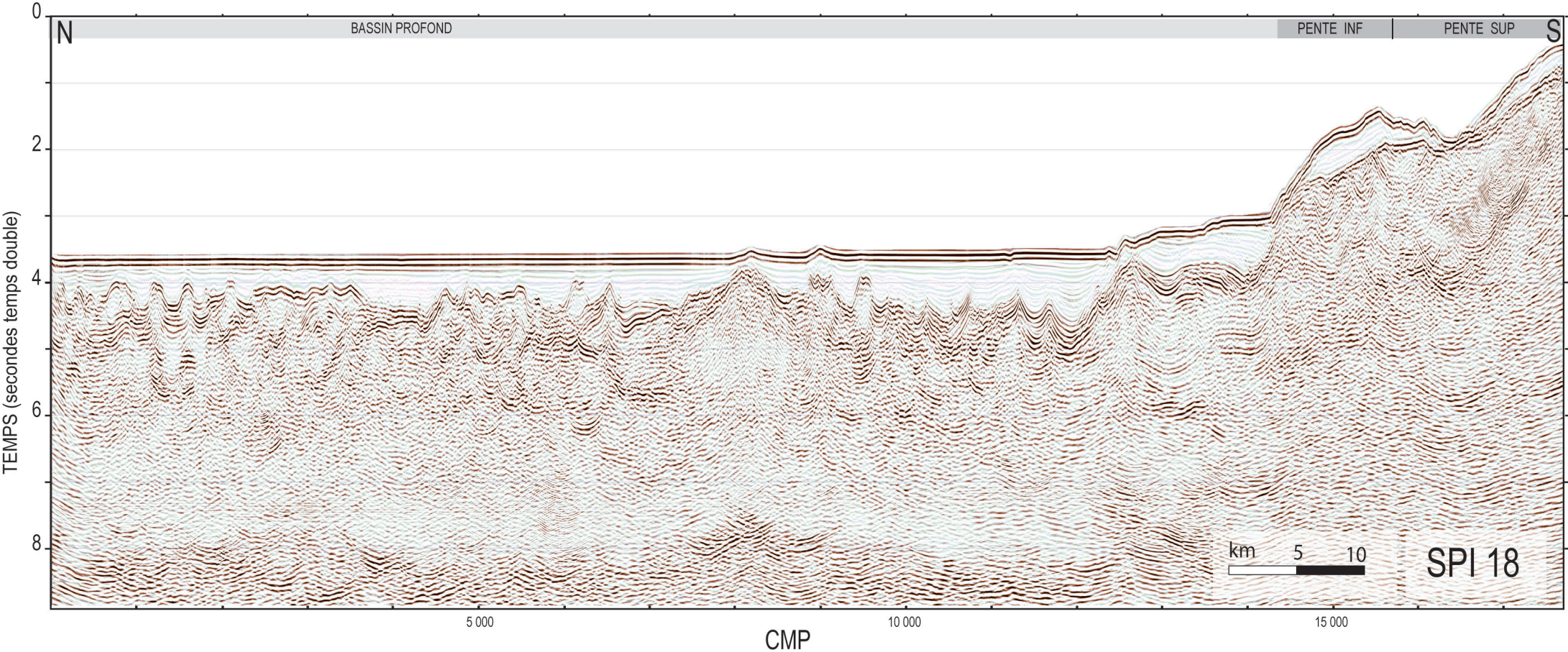




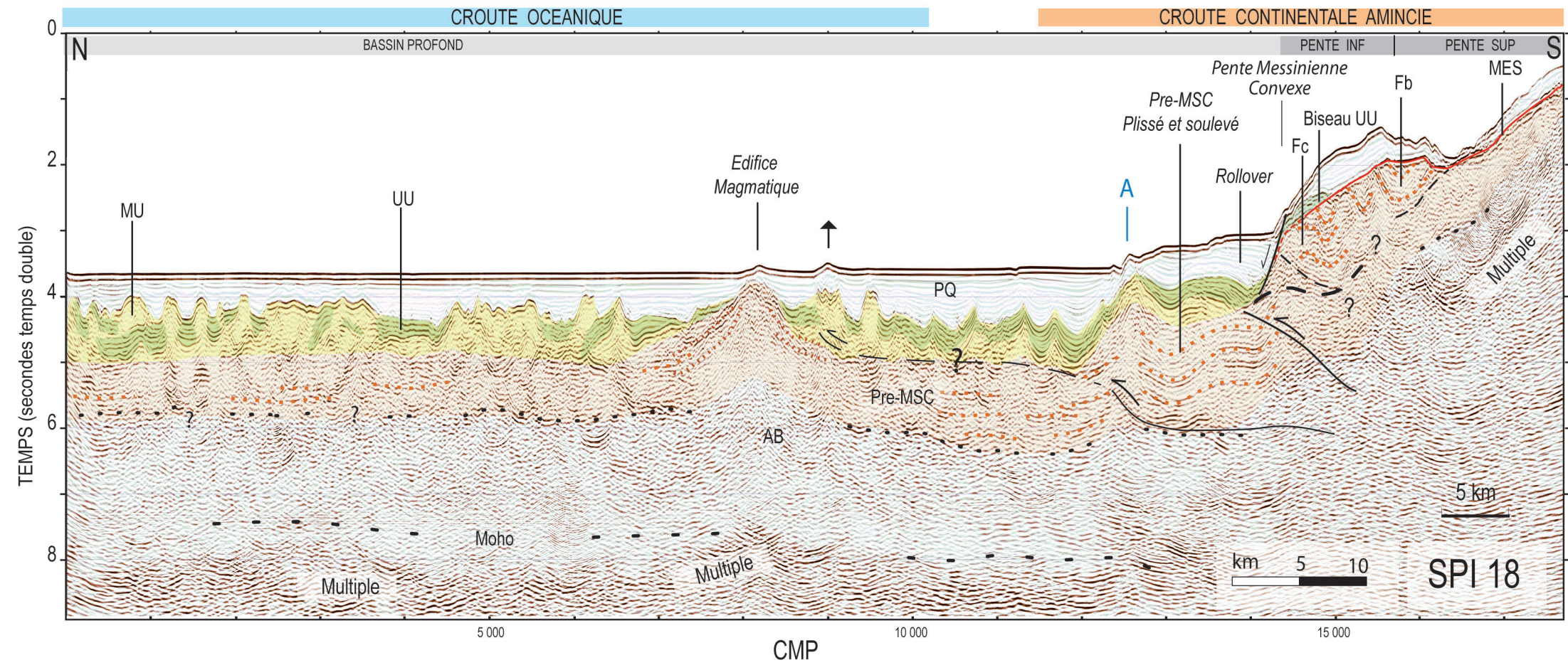




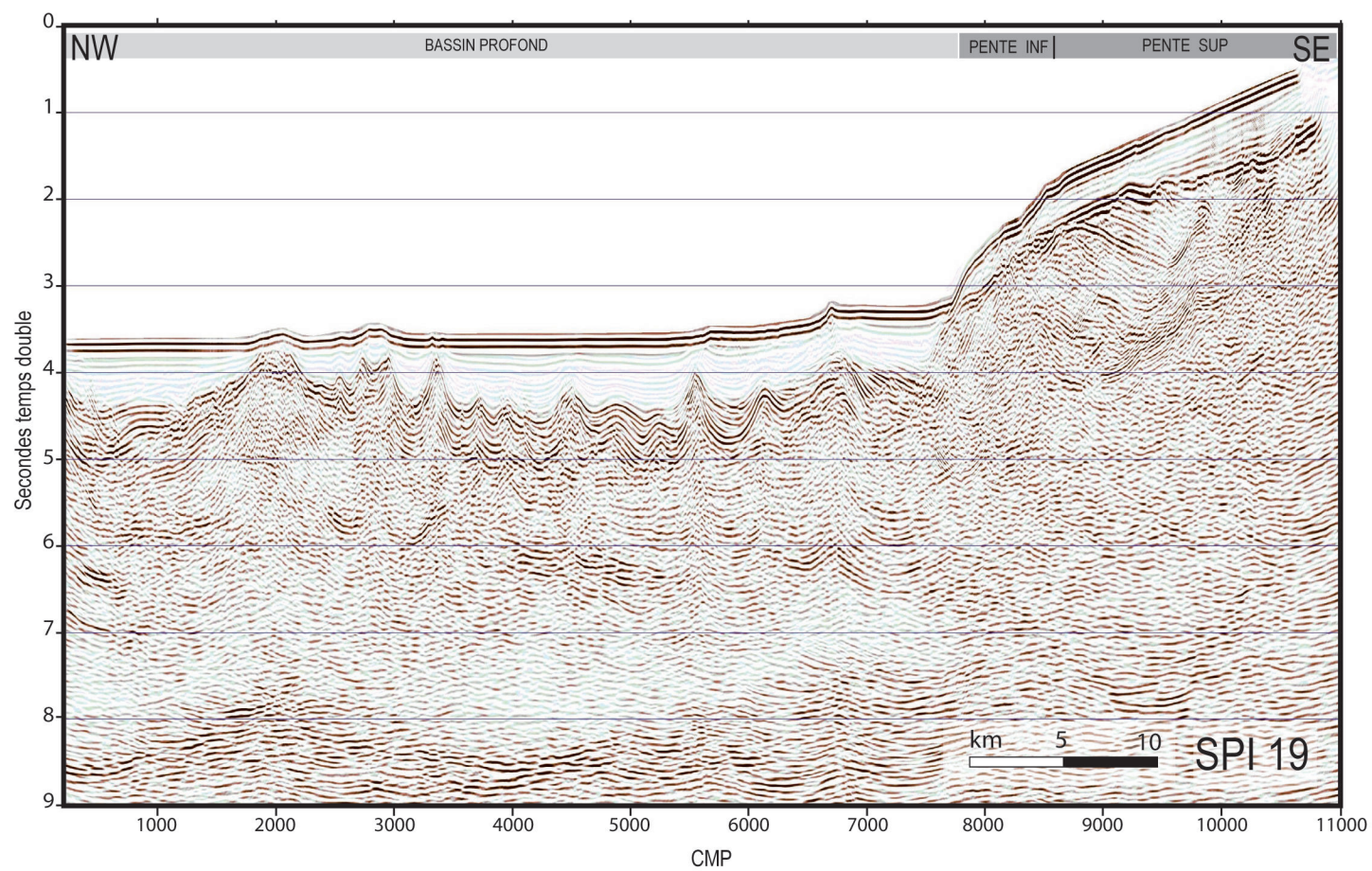


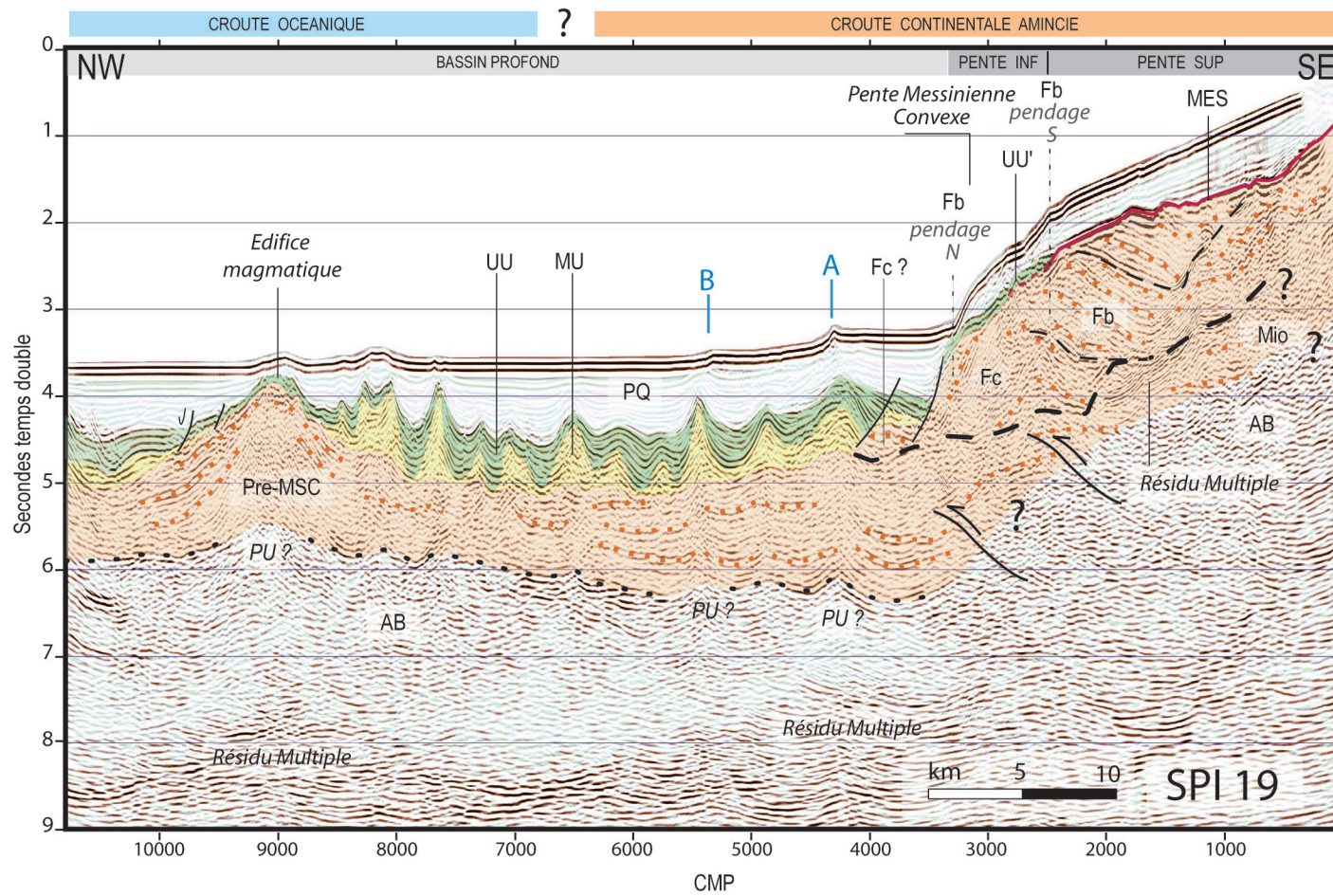




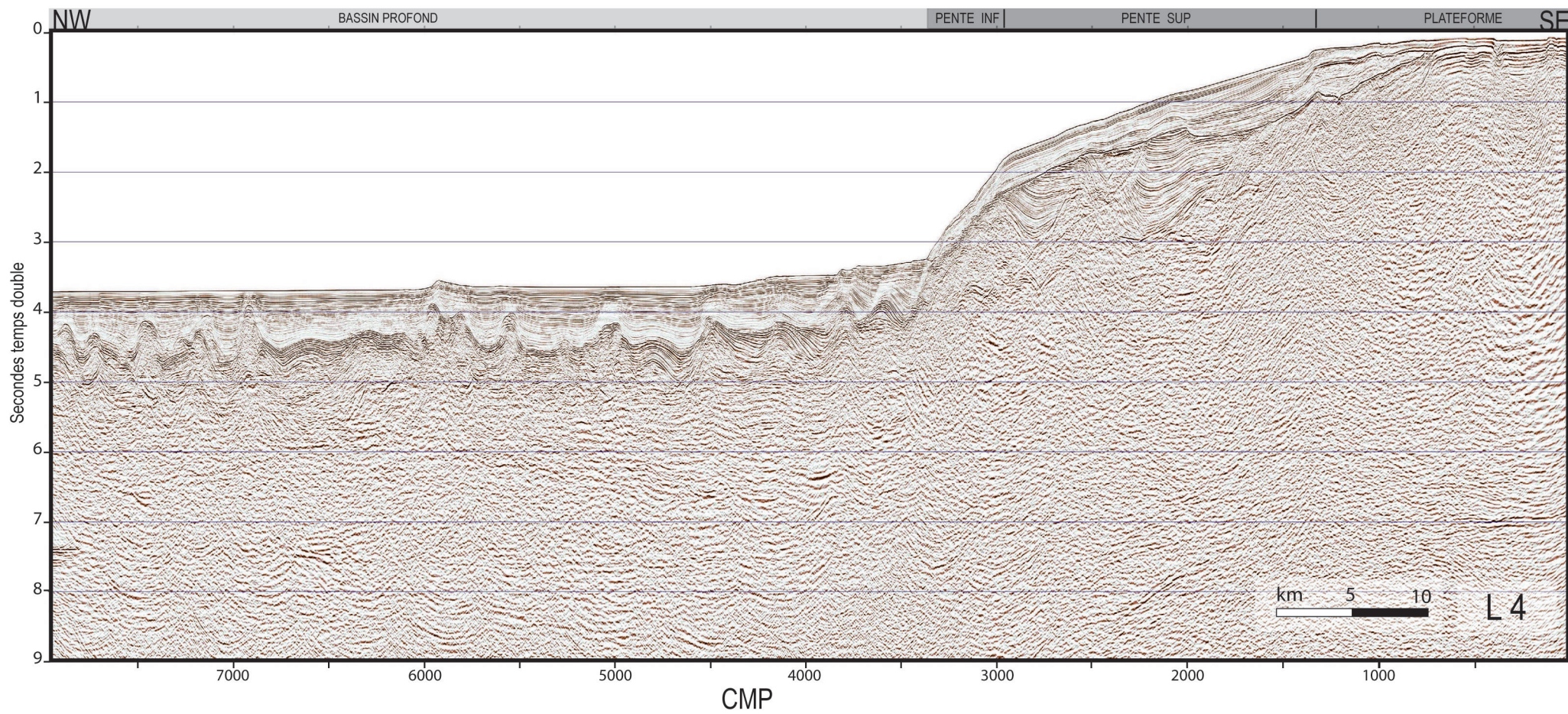




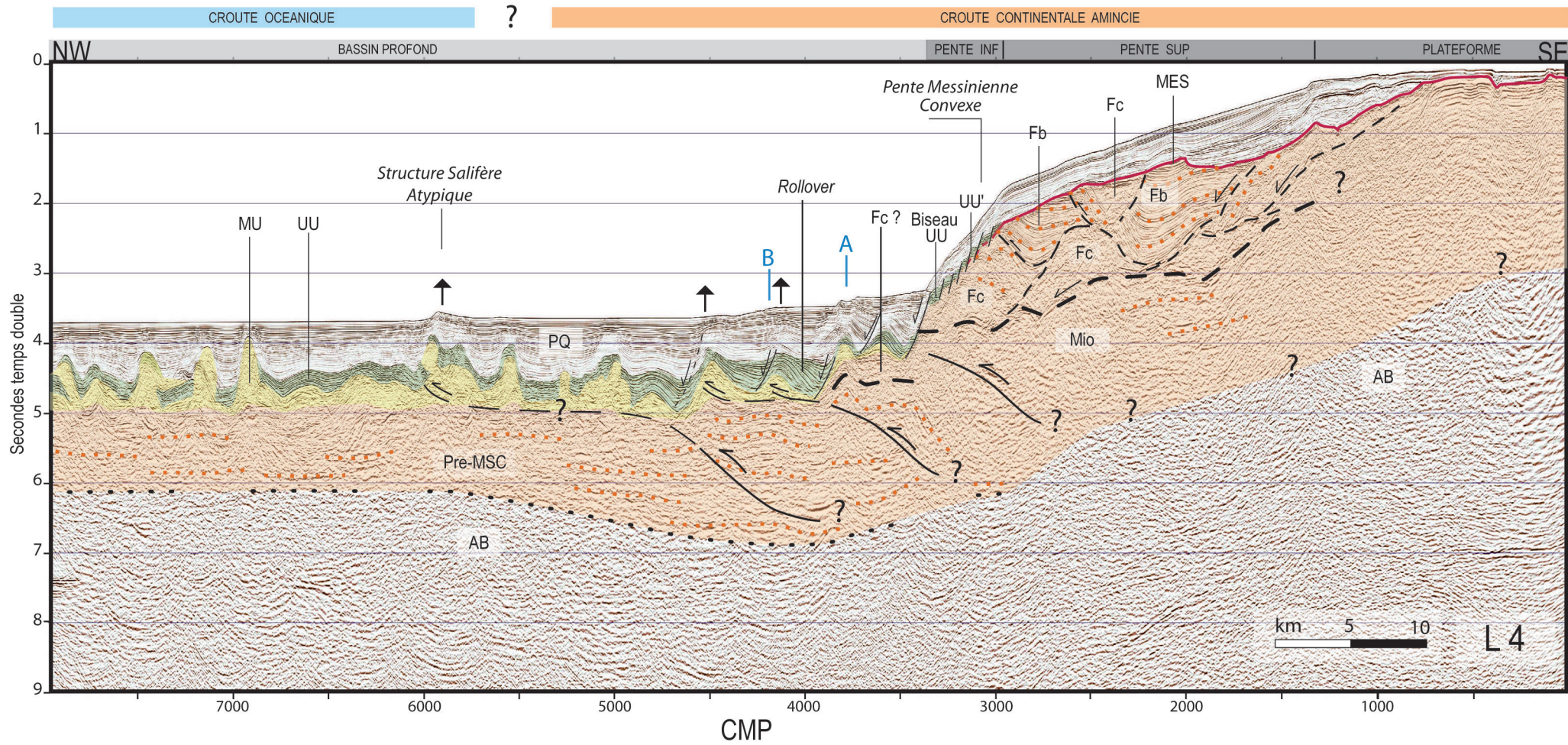




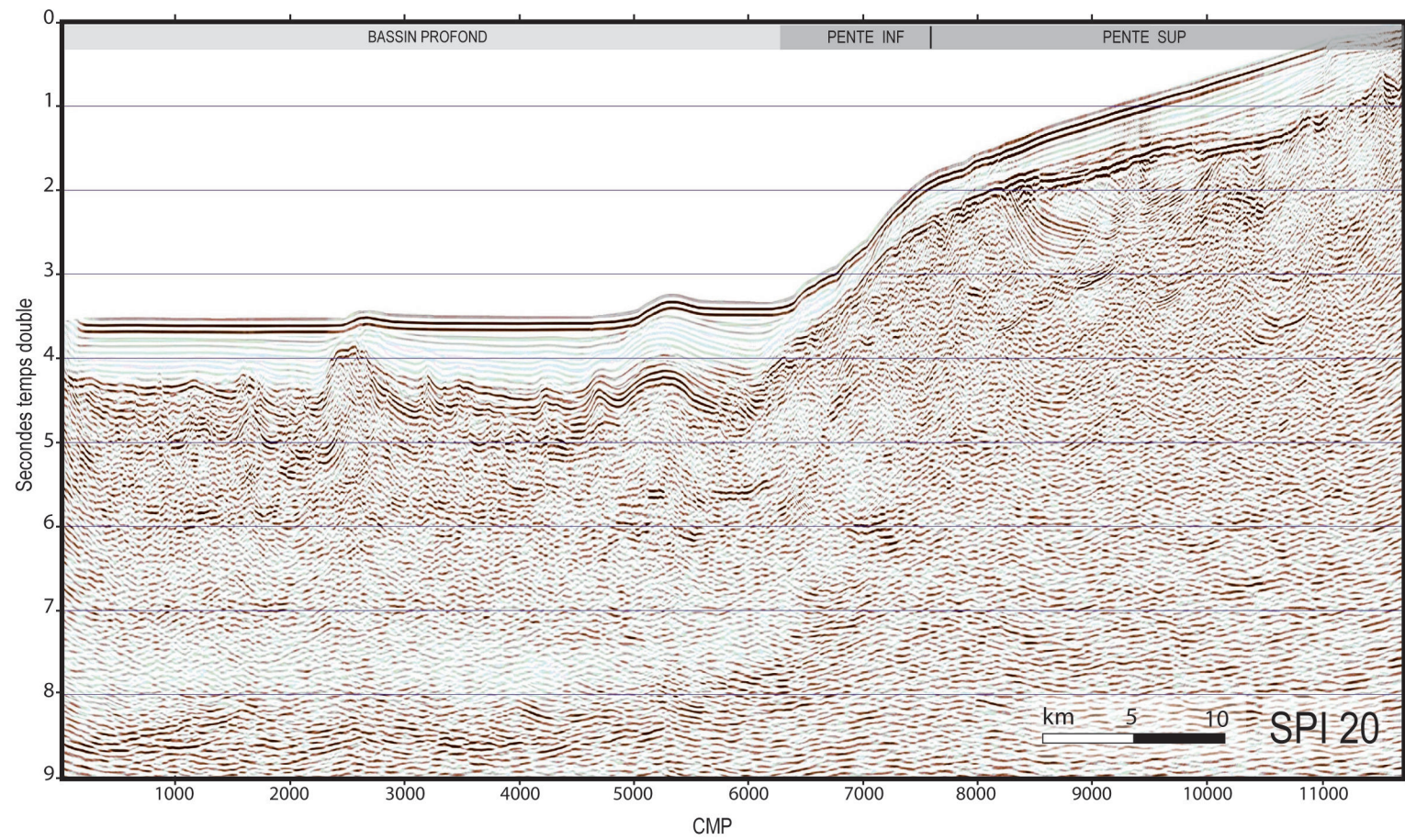




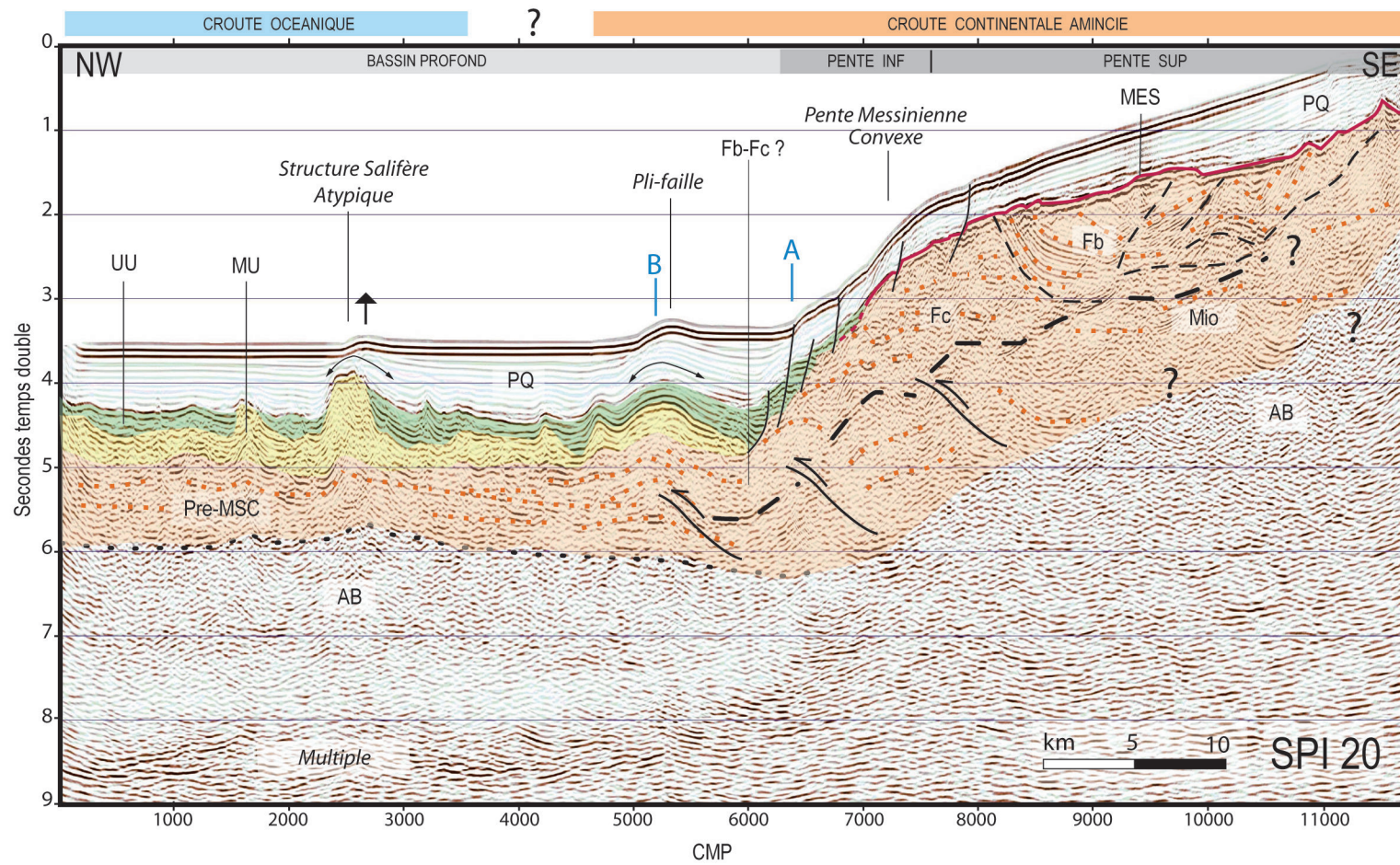




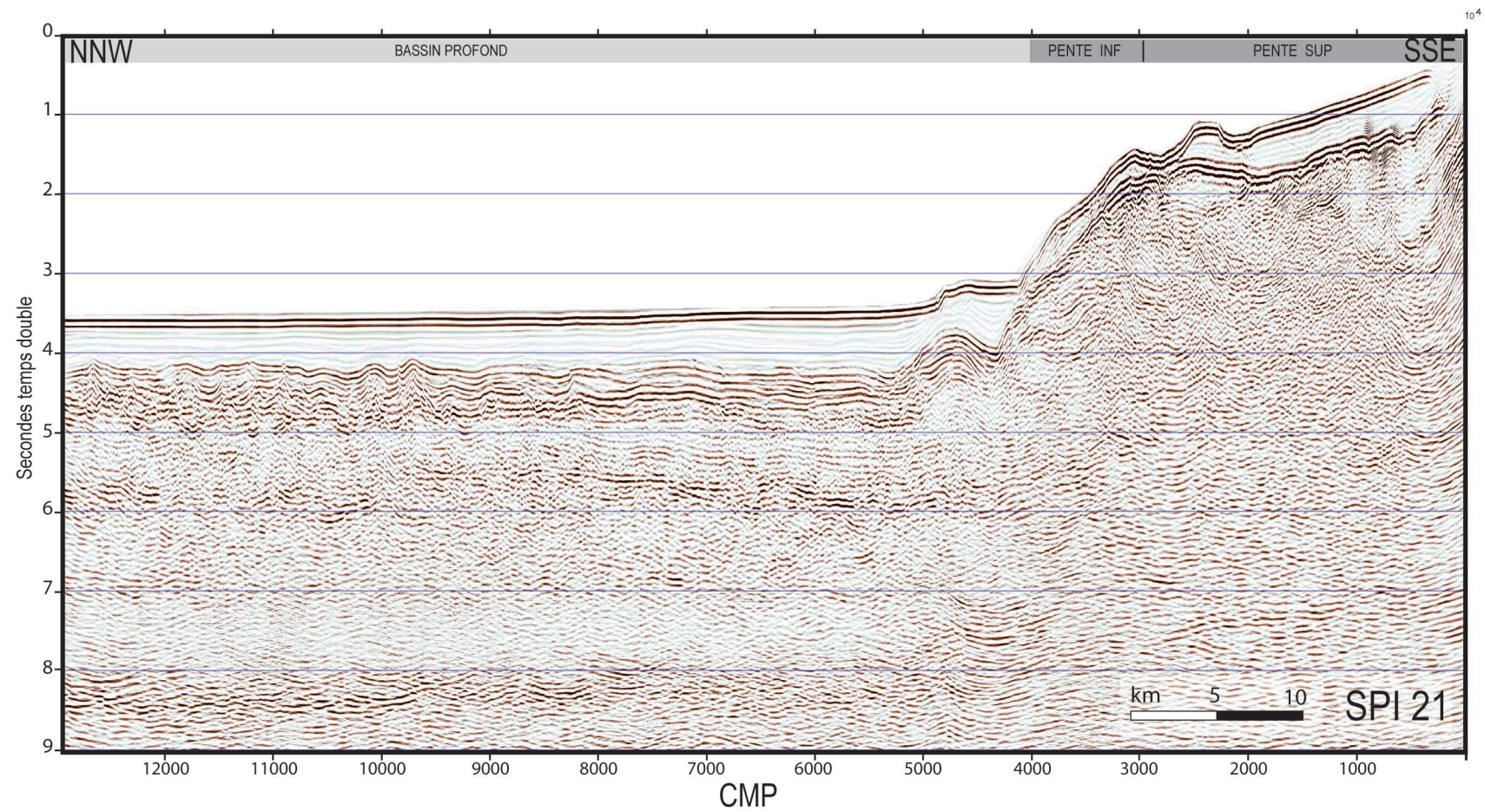




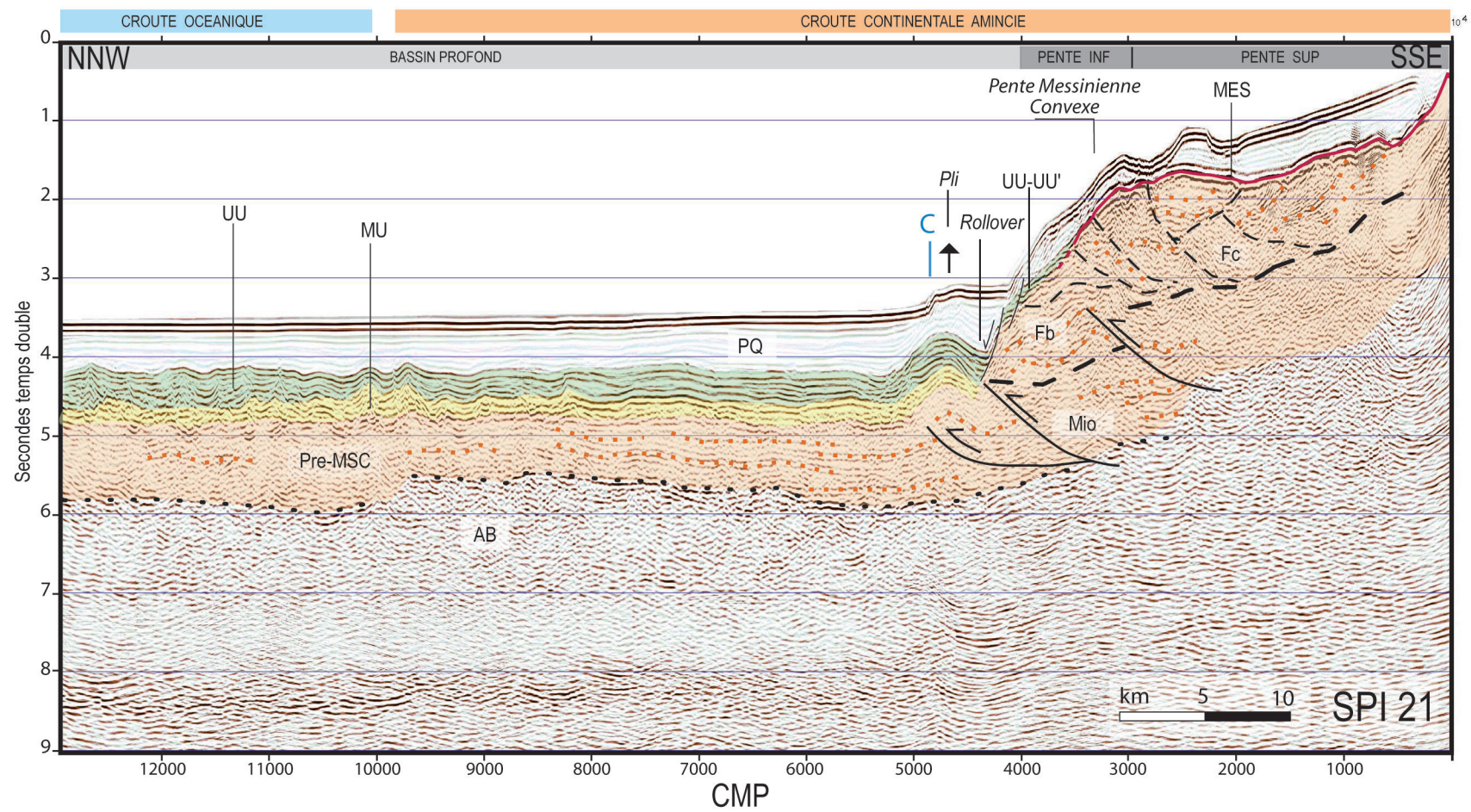










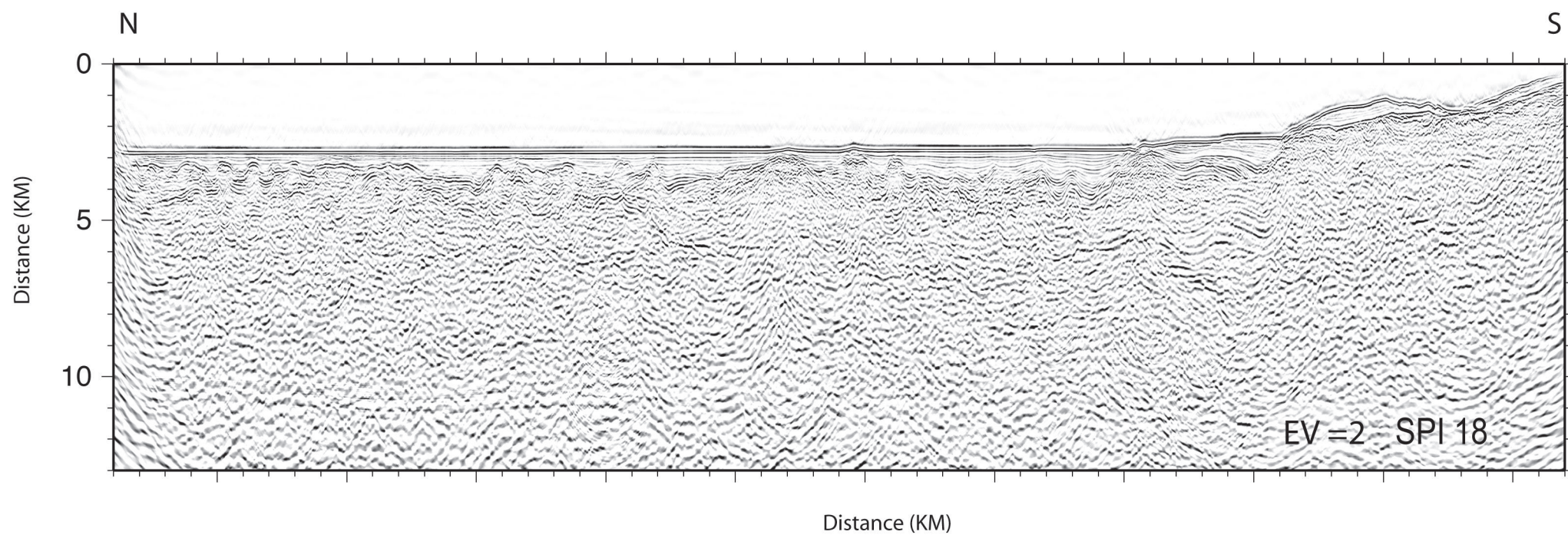


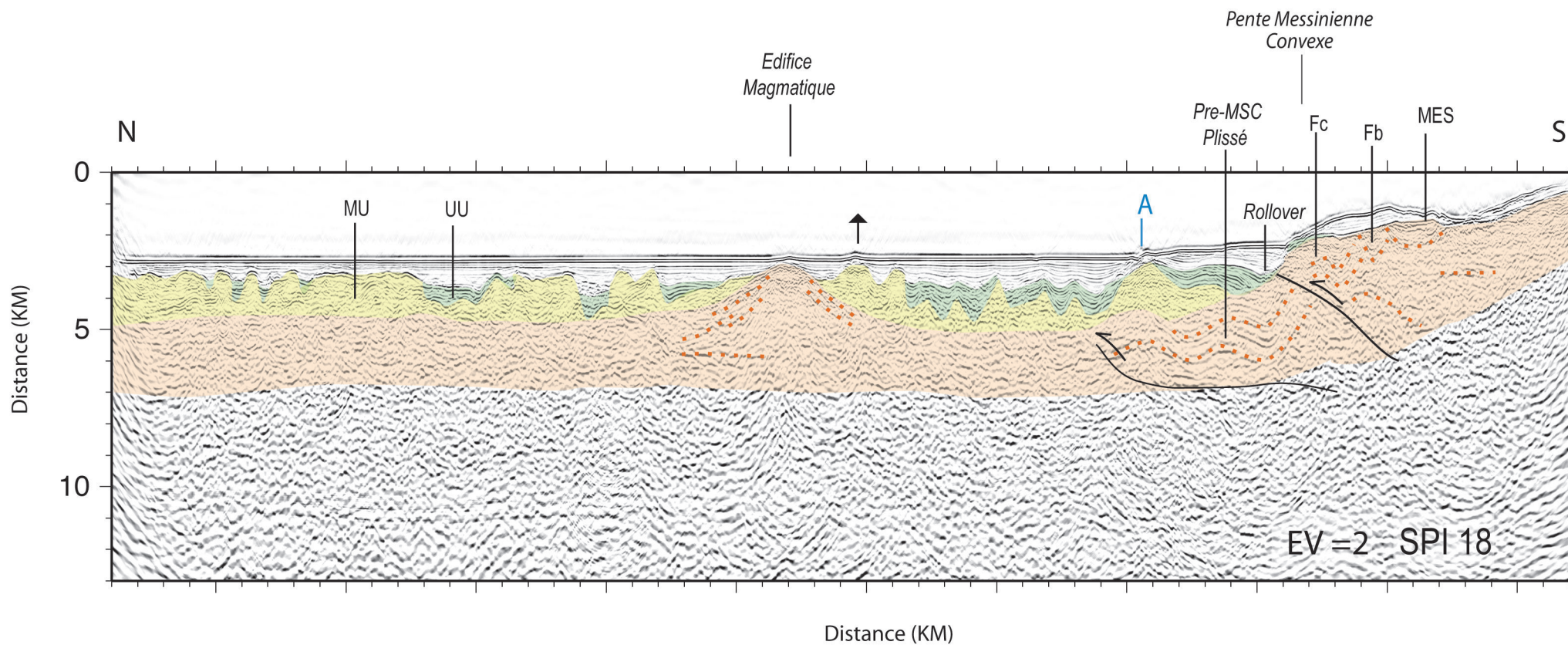


### ***Annexe 3 :***

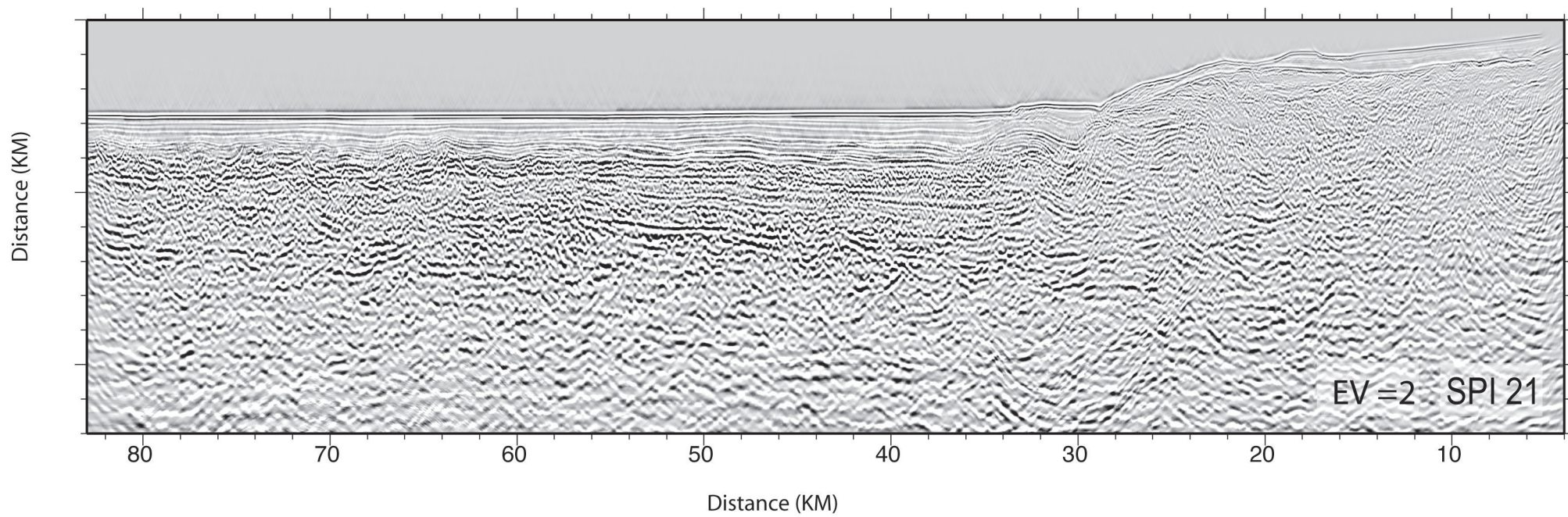
*Interprétation des profils sismique réflexion  
(Sections migrées en profondeur)*

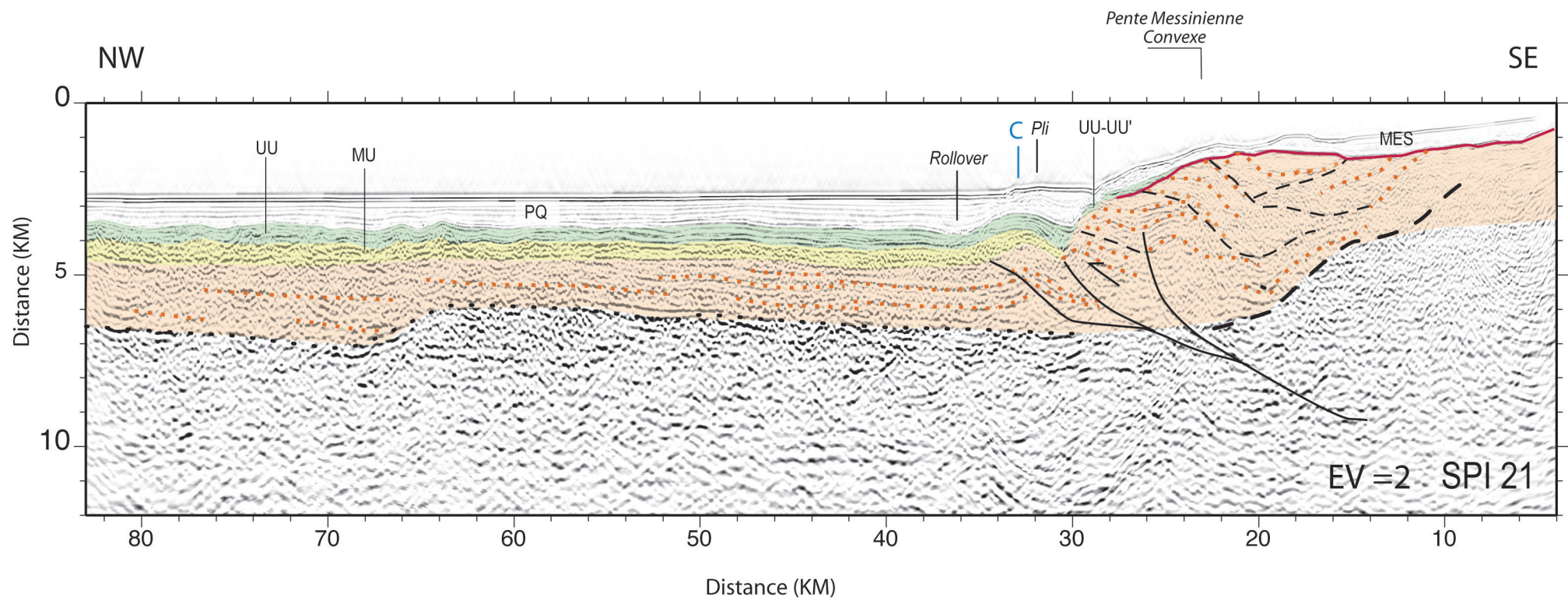














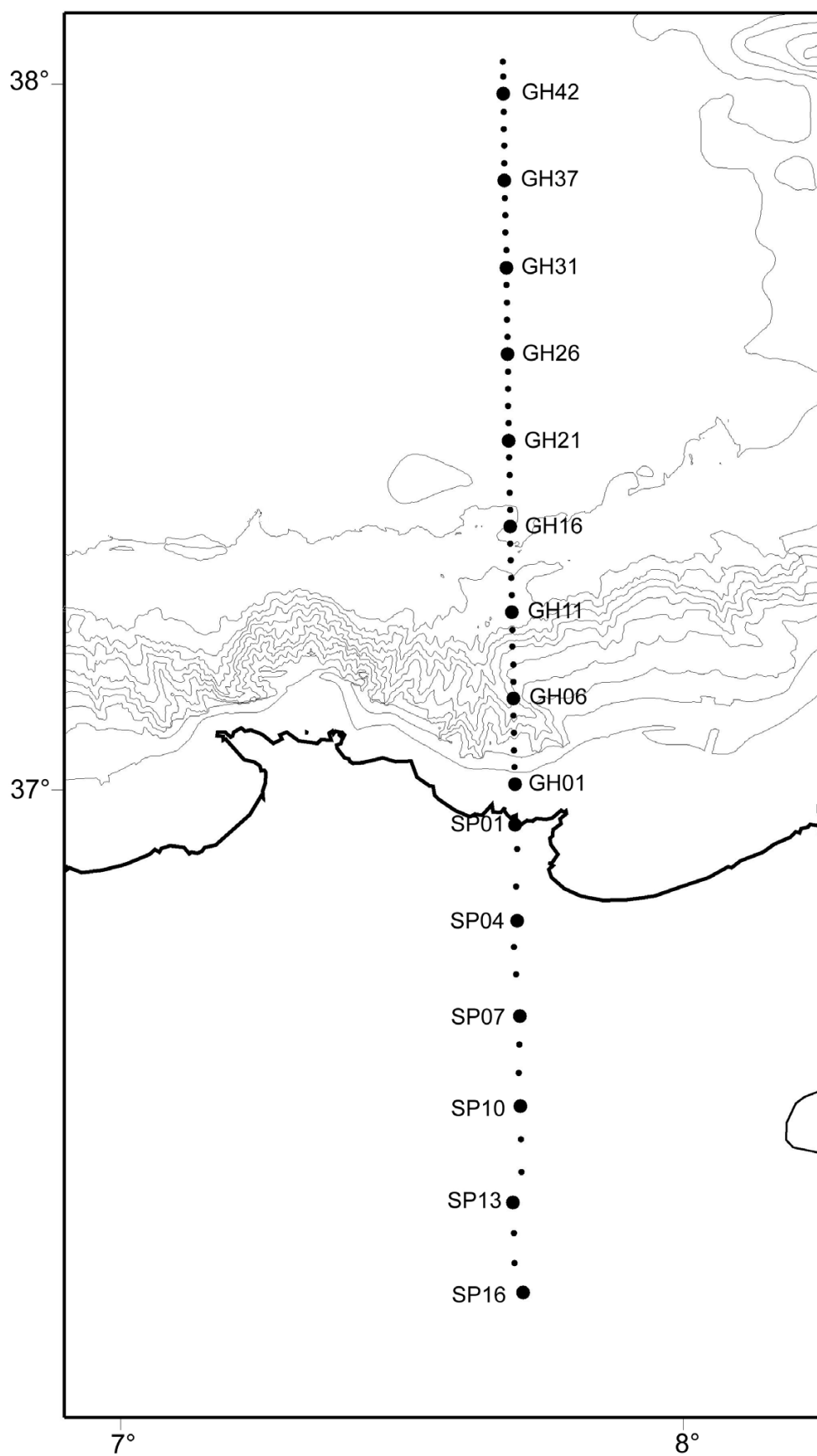


## ***Annexe 4 :***

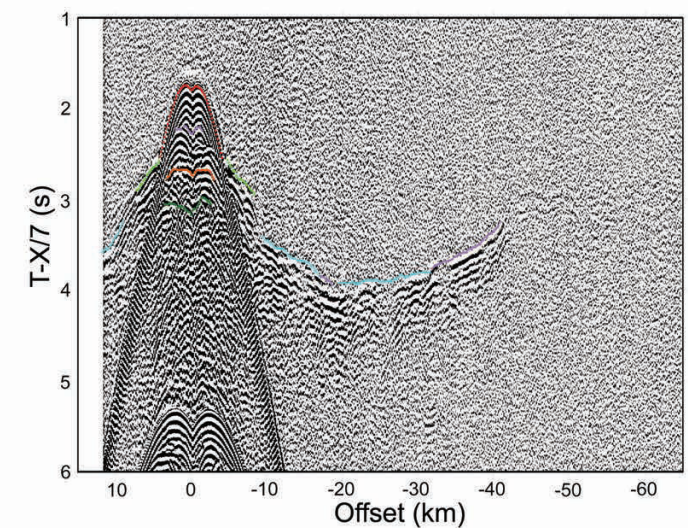
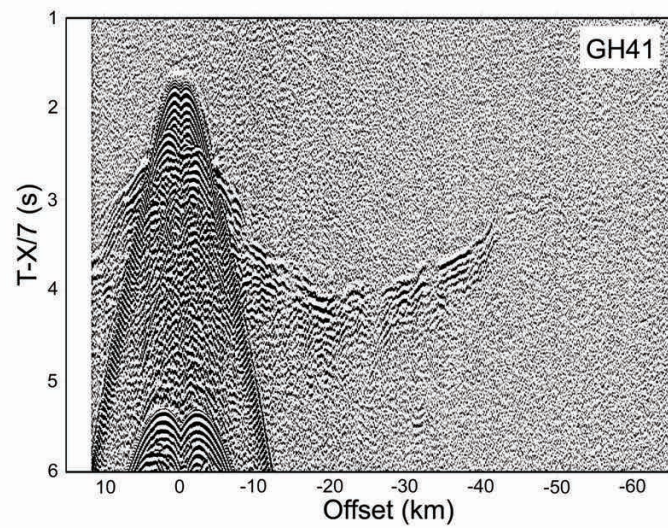
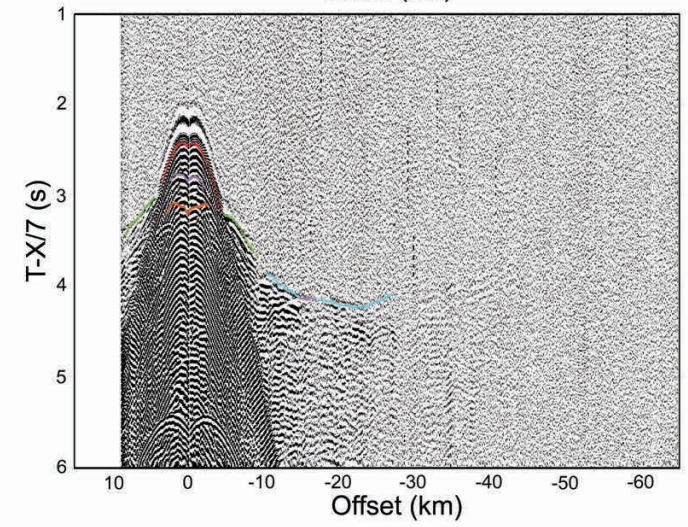
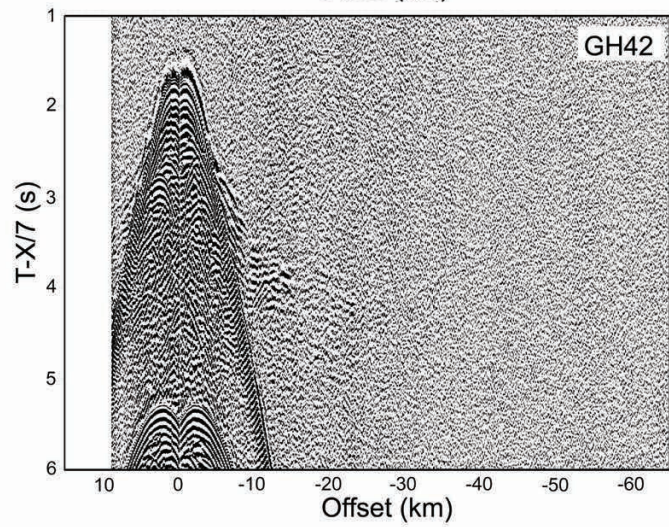
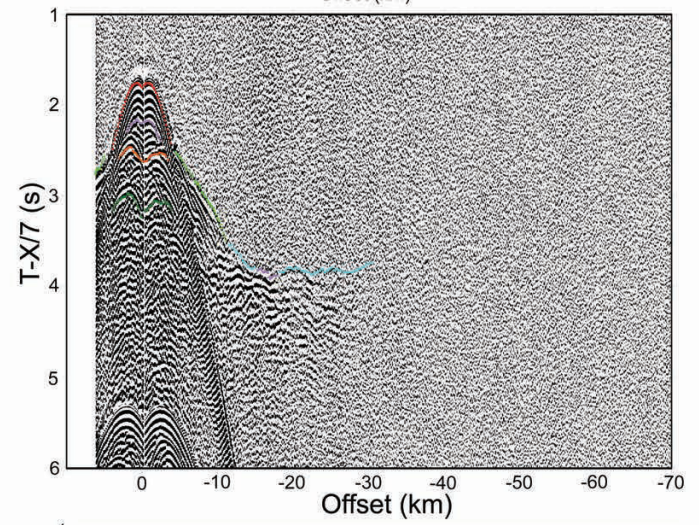
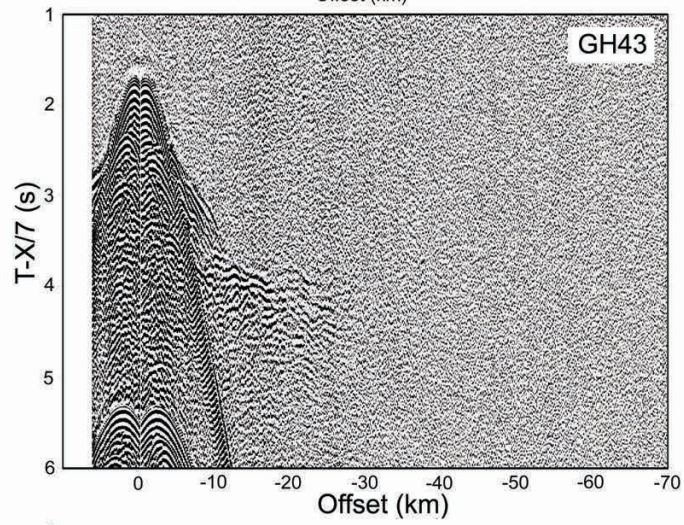
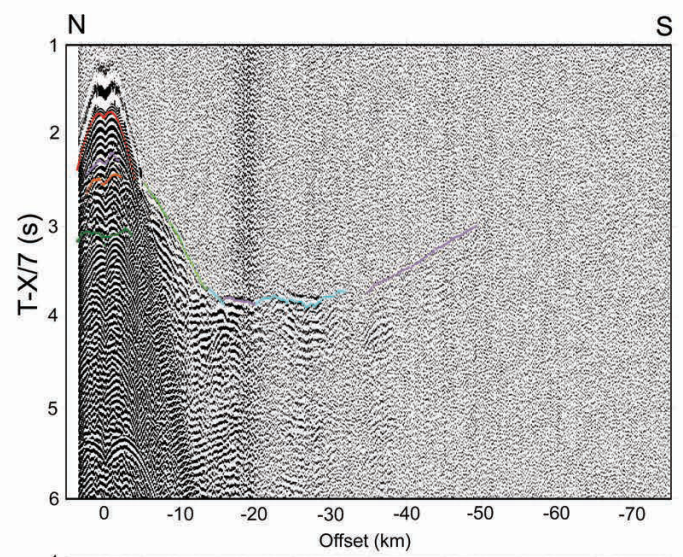
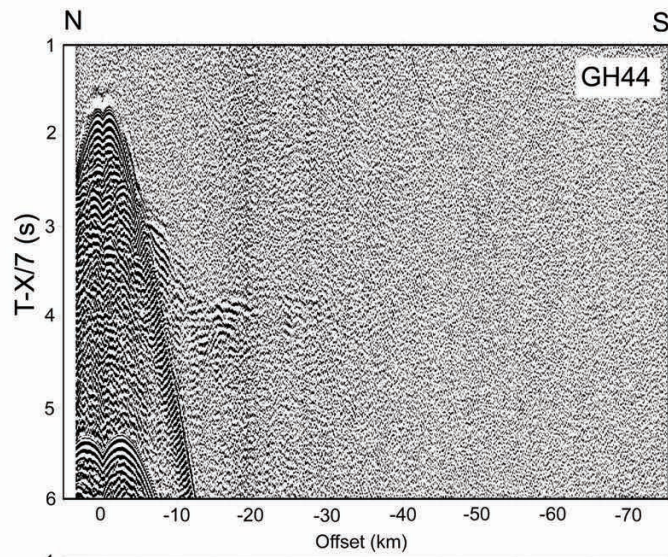
*Enregistrement sismique grand-angle*

*Ondes P*

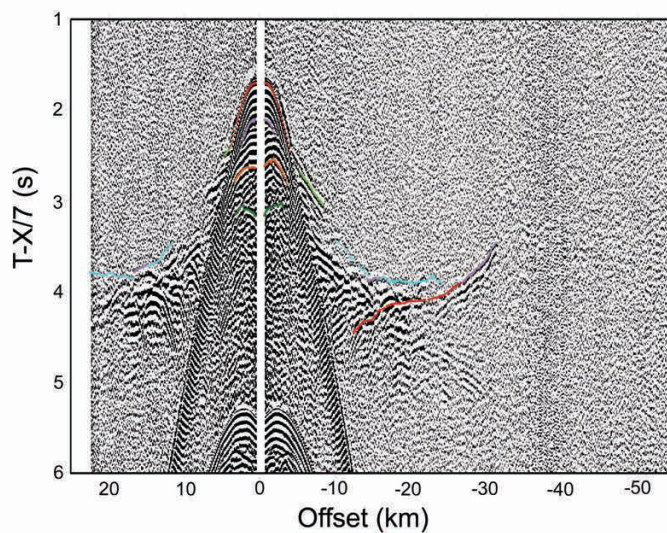
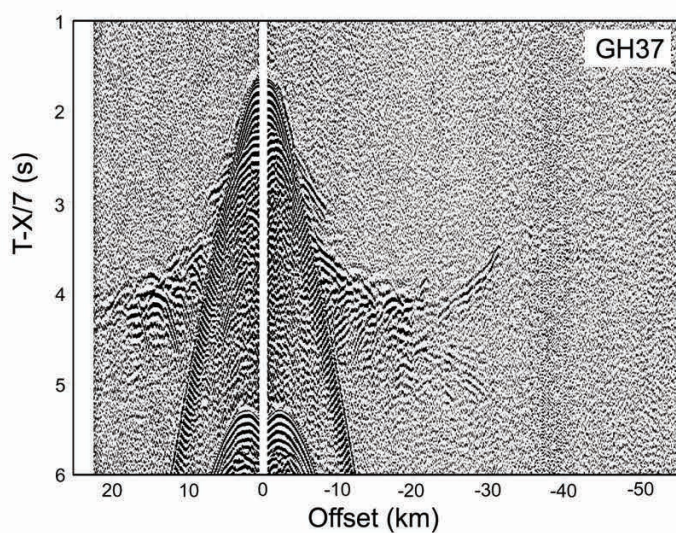
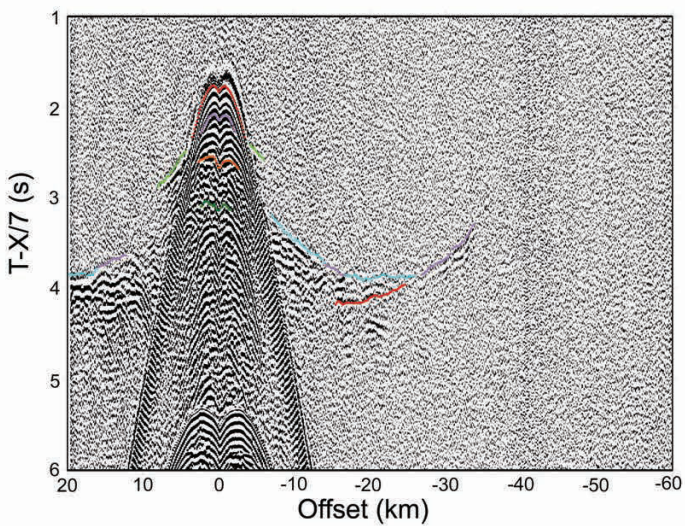
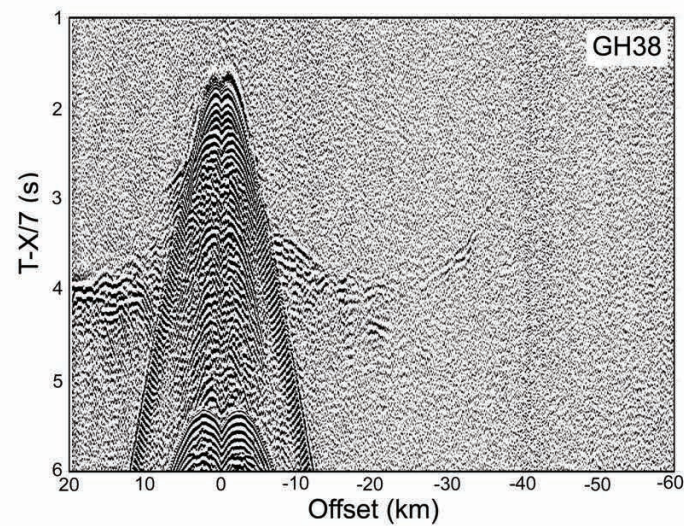
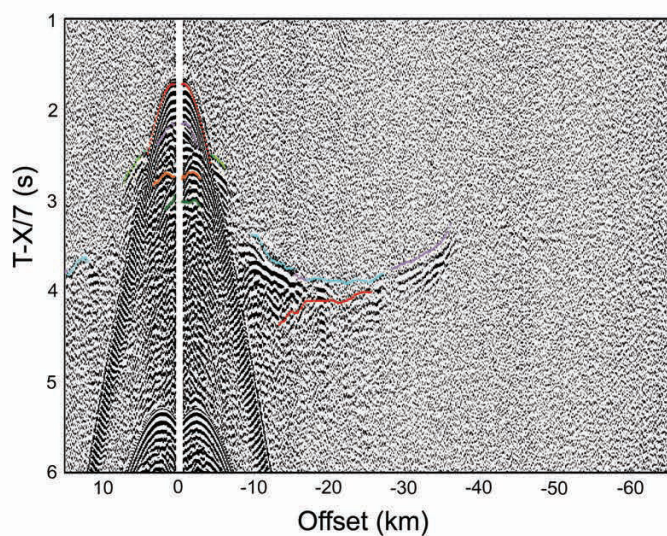
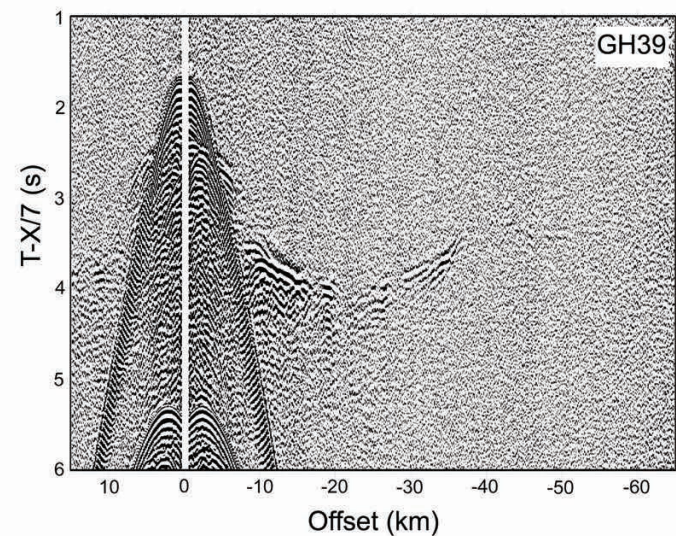
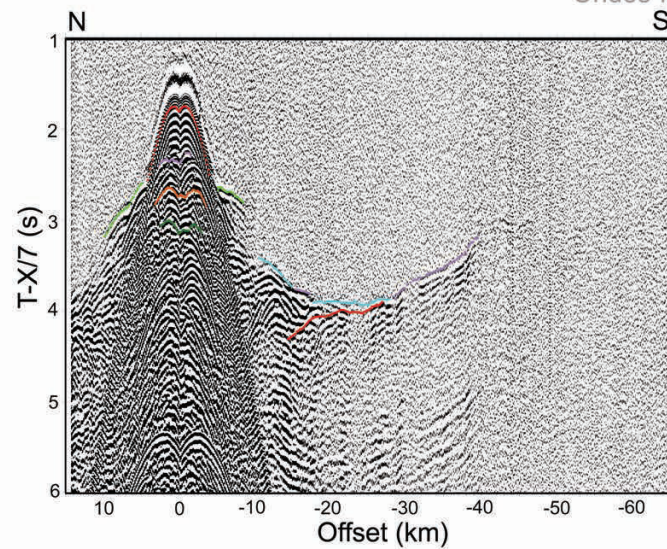
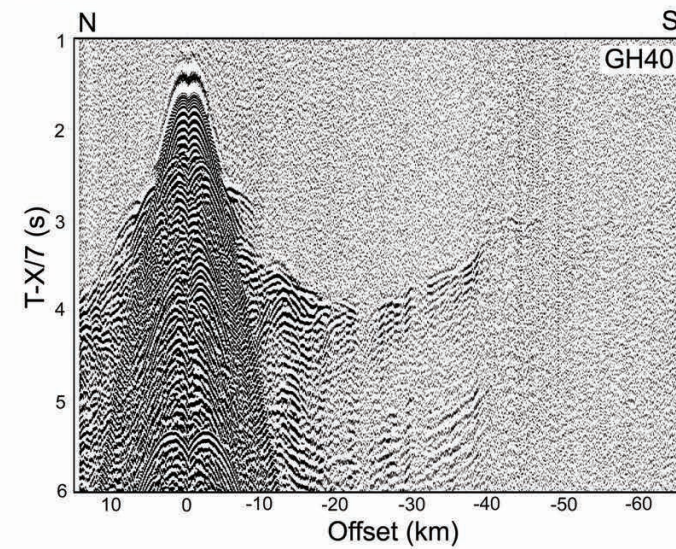
Chaque section OBS et station à terre est représentée sans et avec pointé.



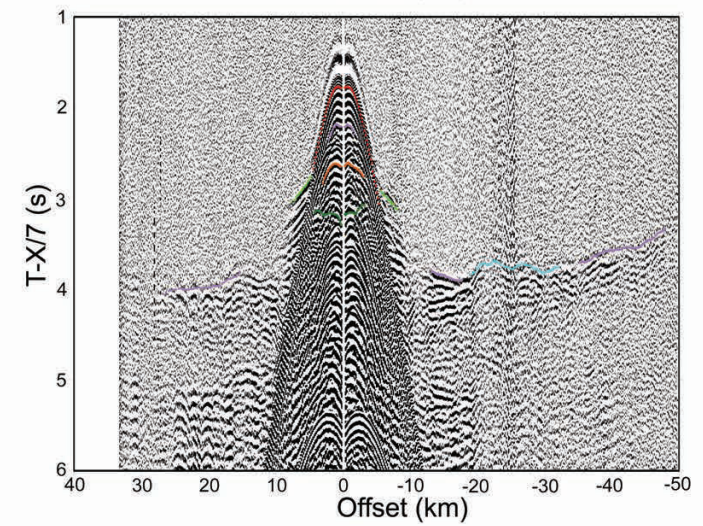
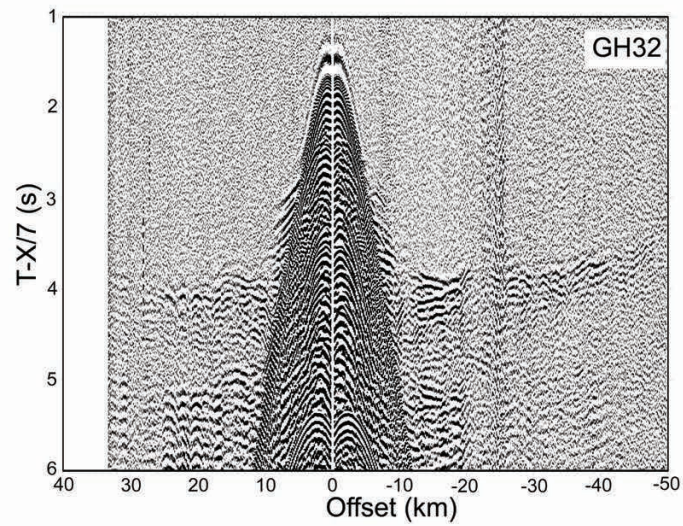
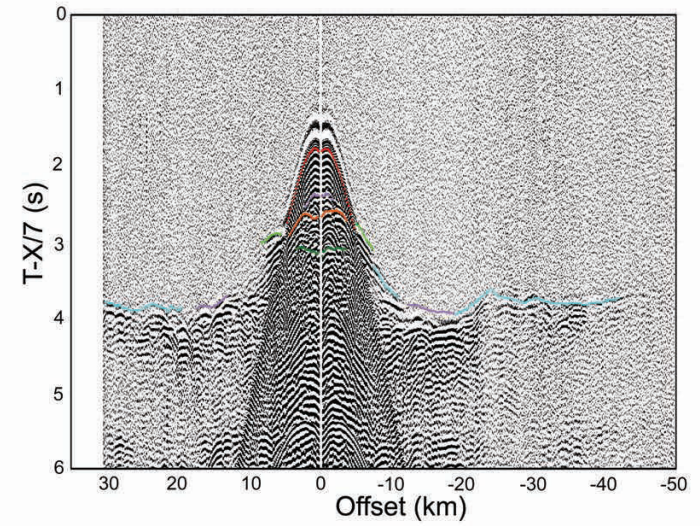
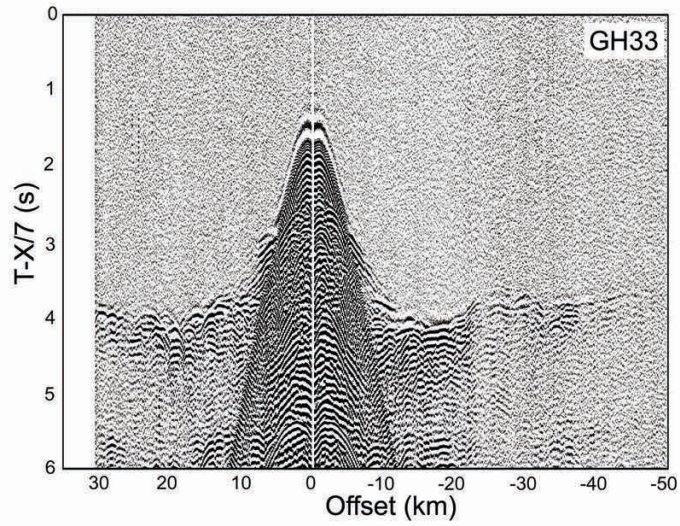
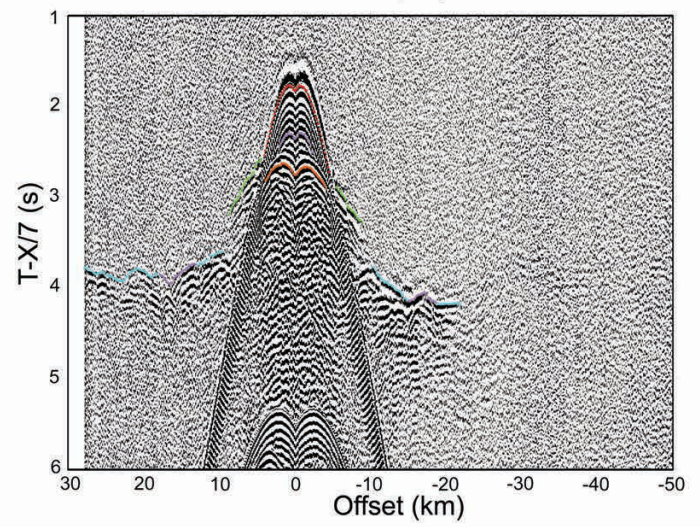
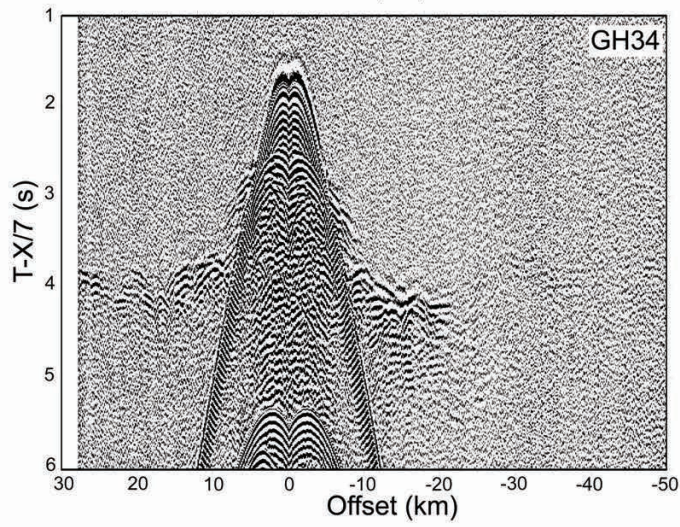
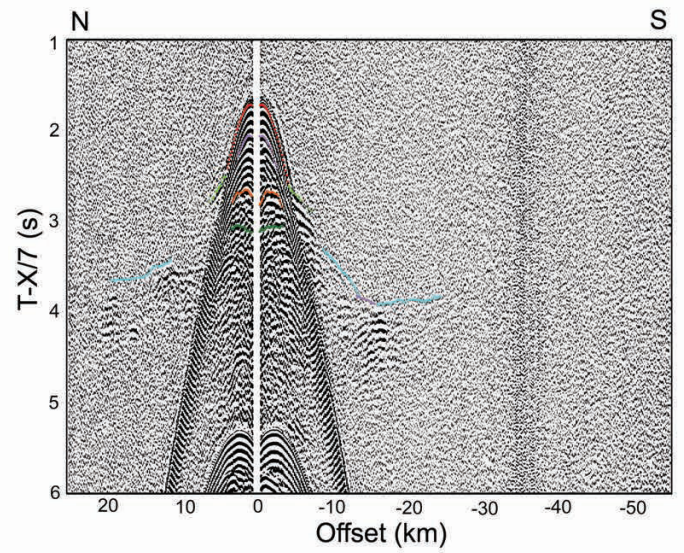
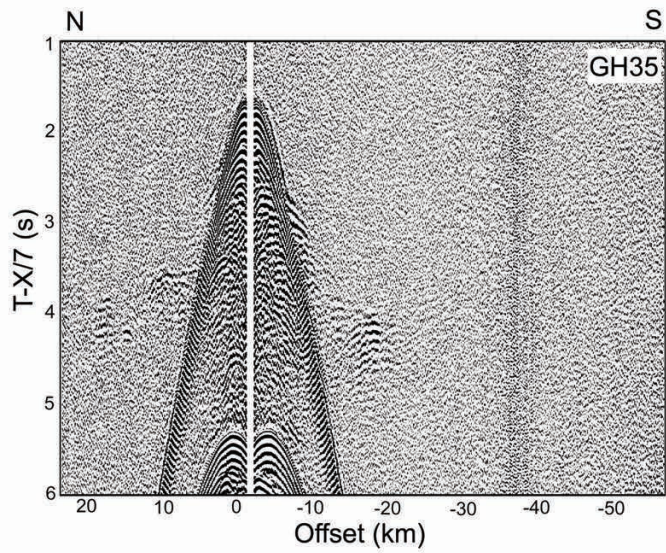




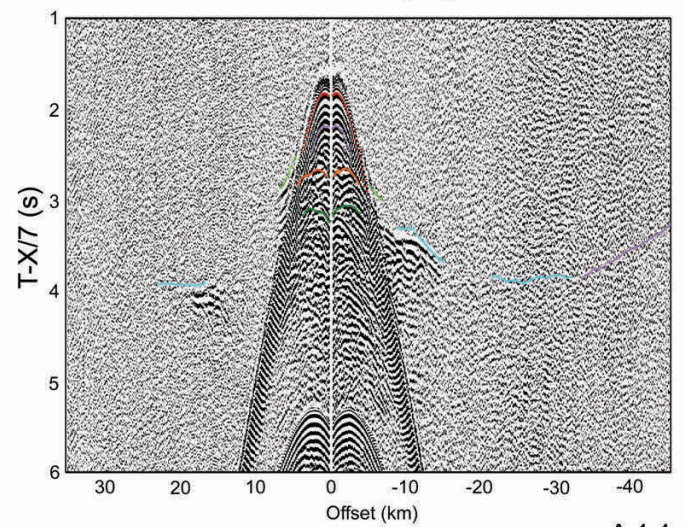
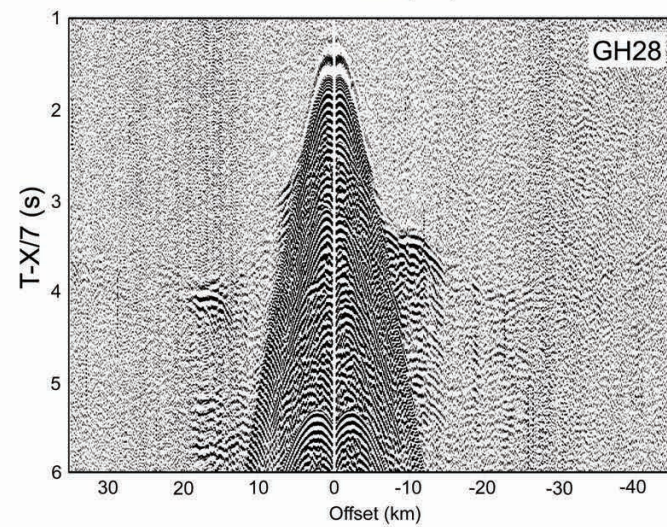
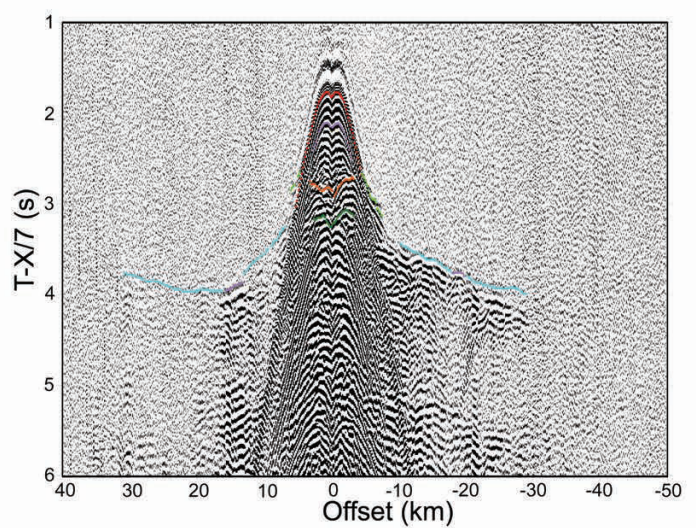
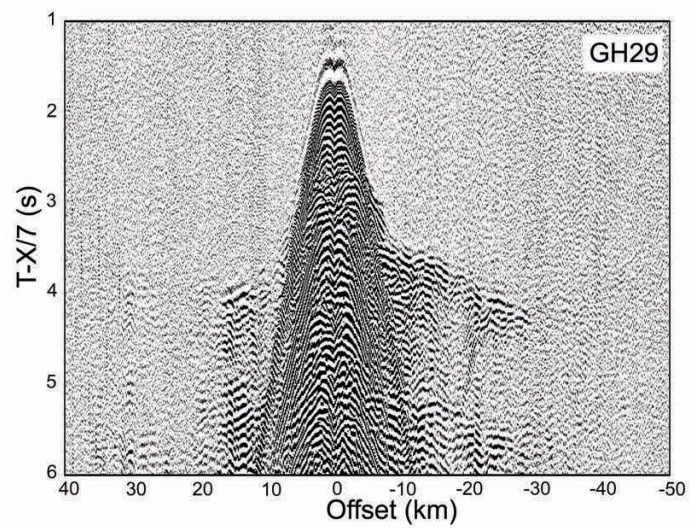
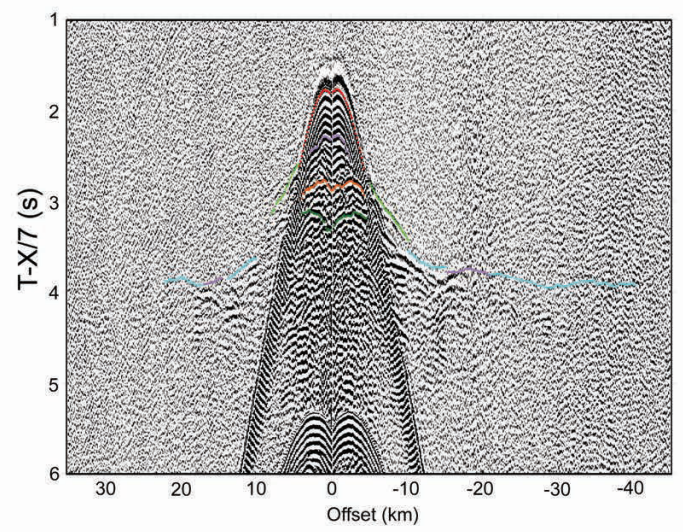
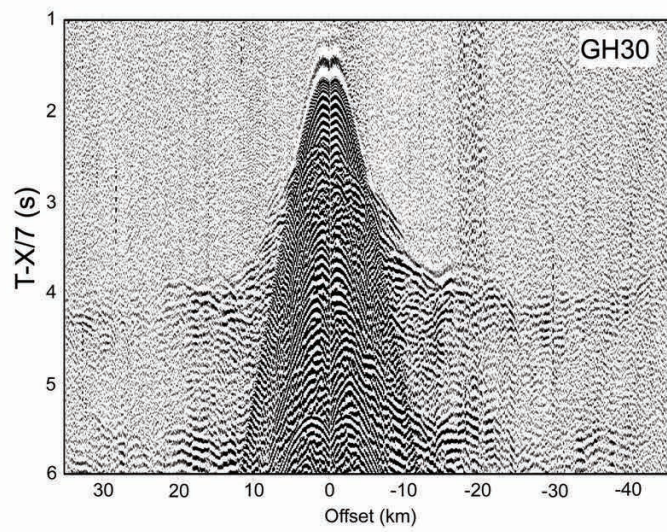
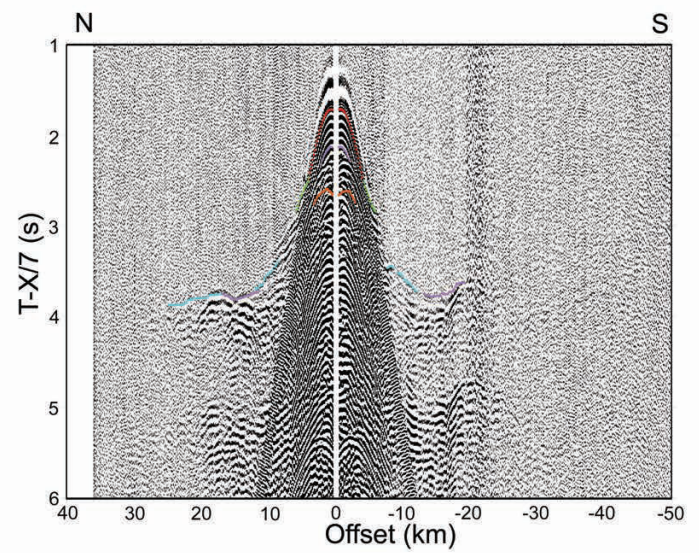
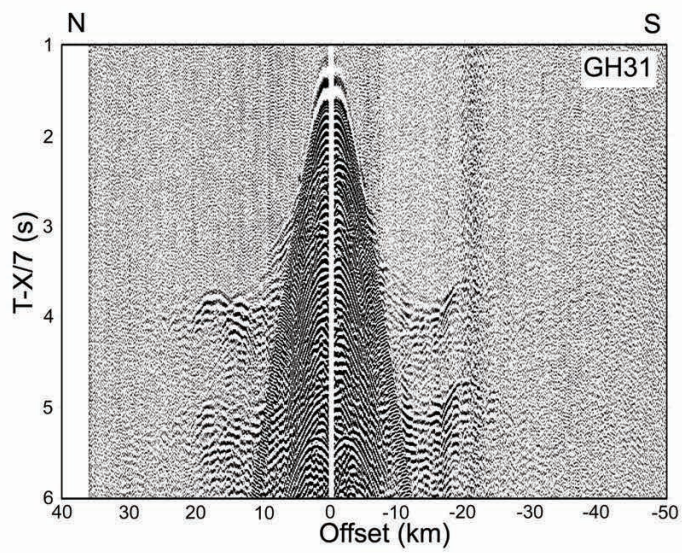




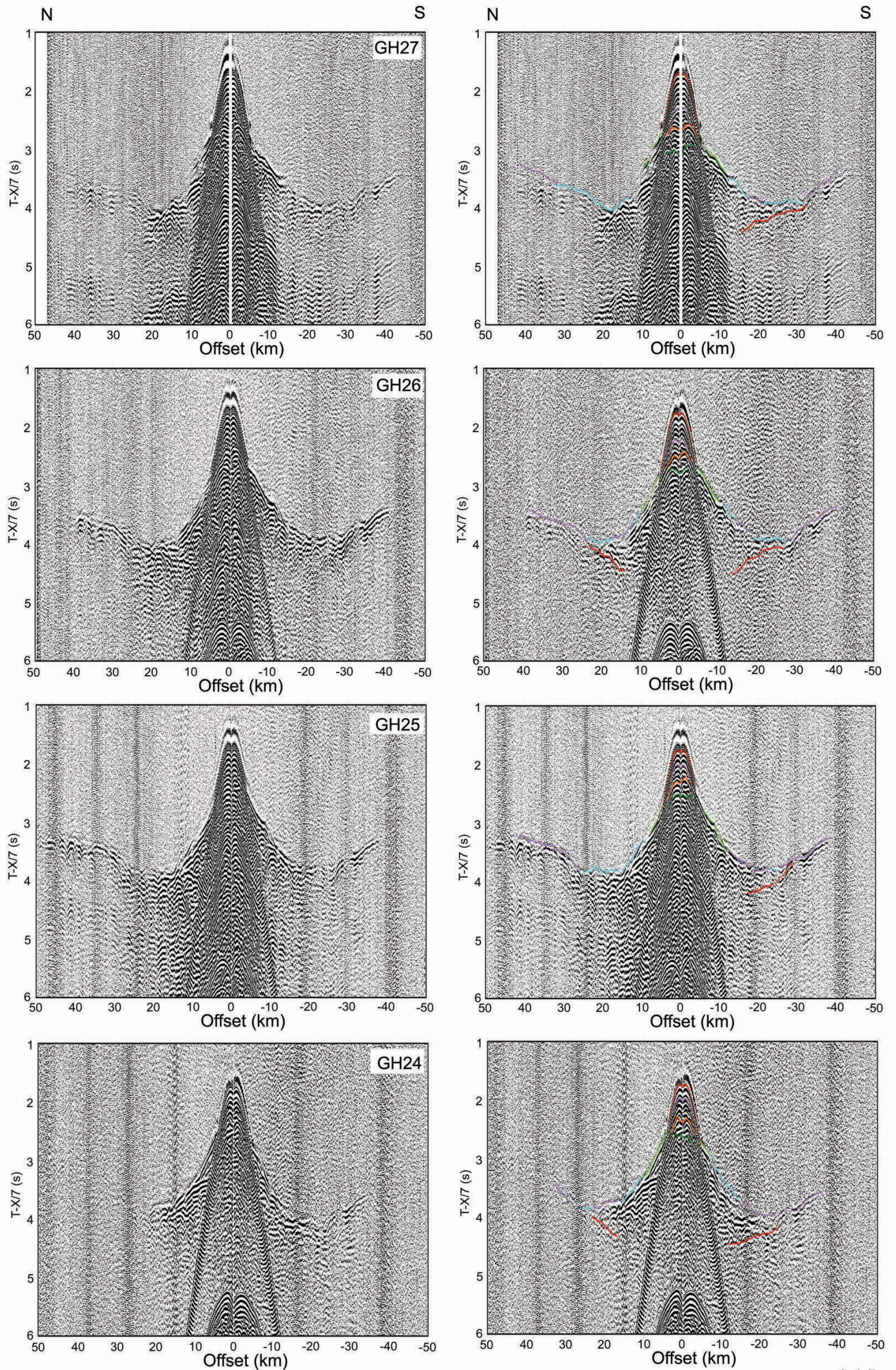




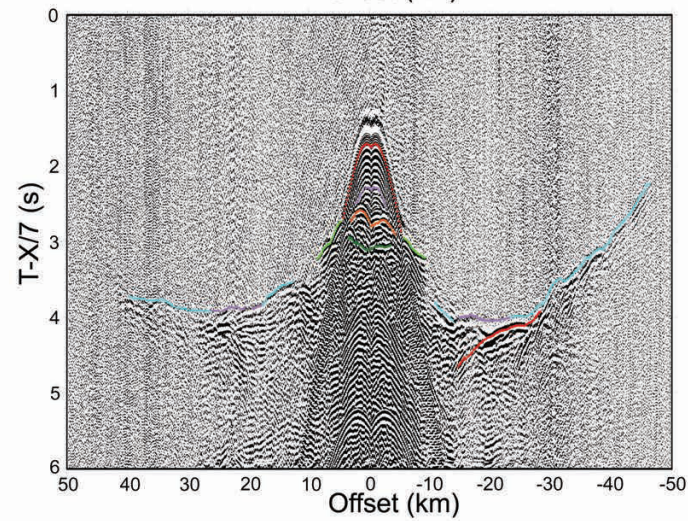
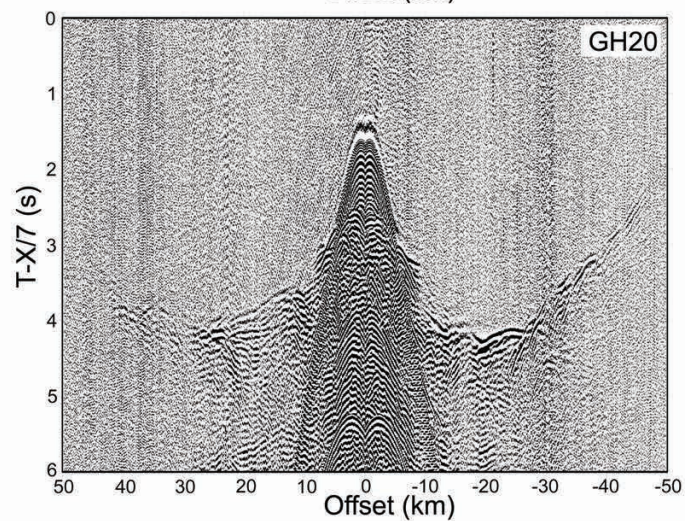
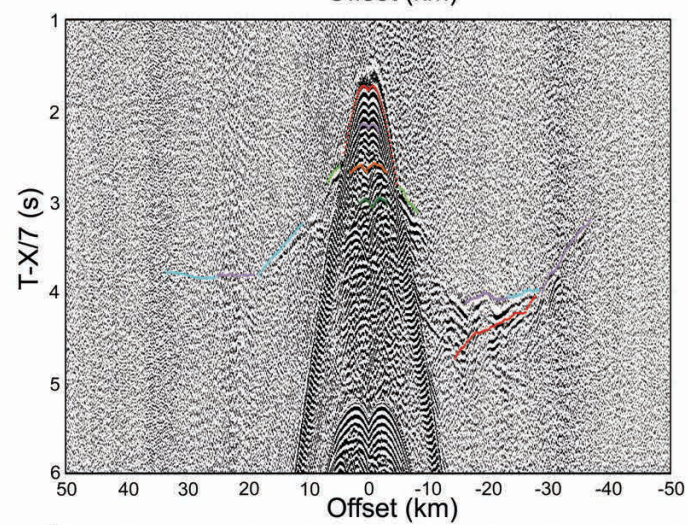
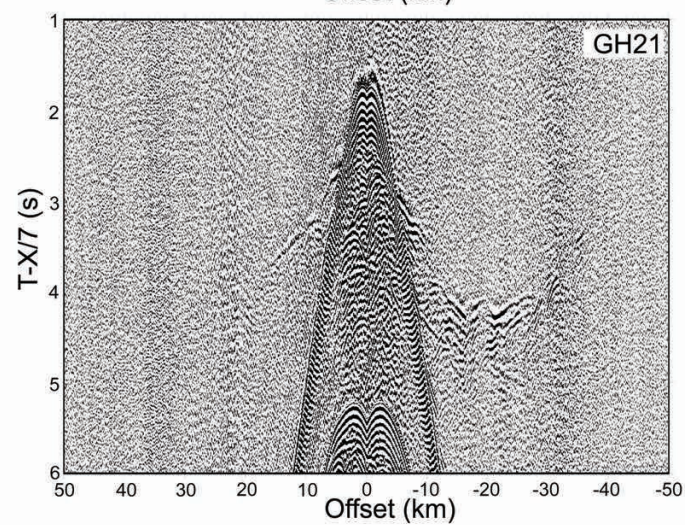
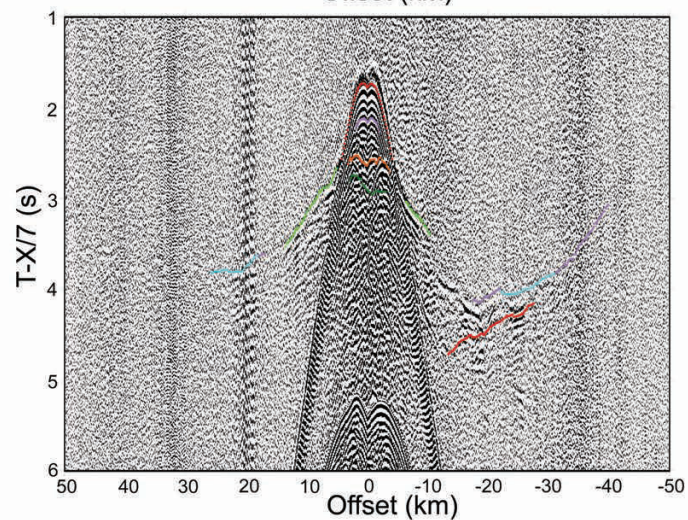
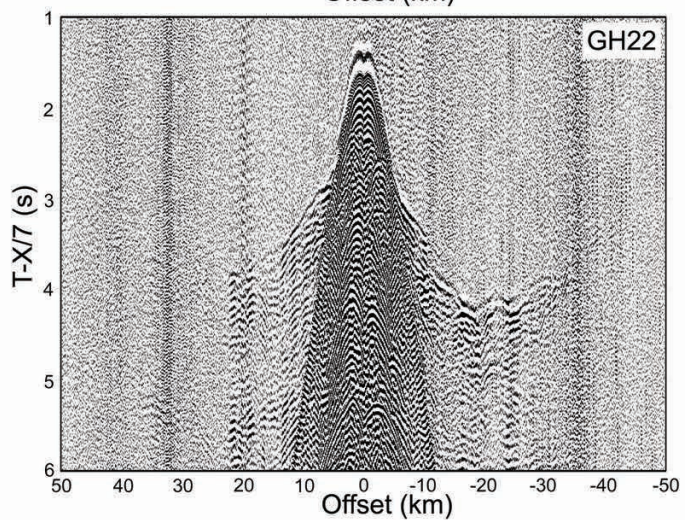
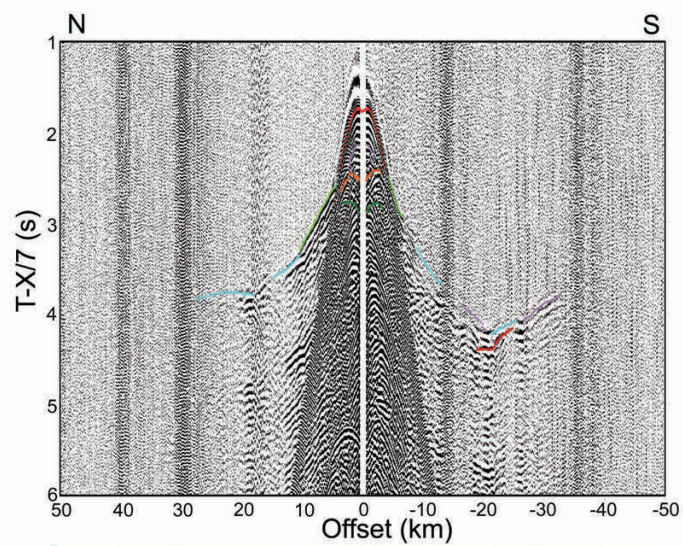
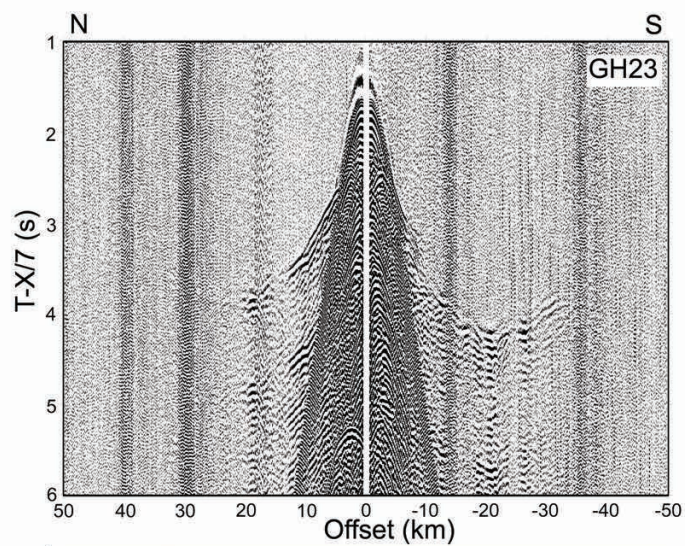




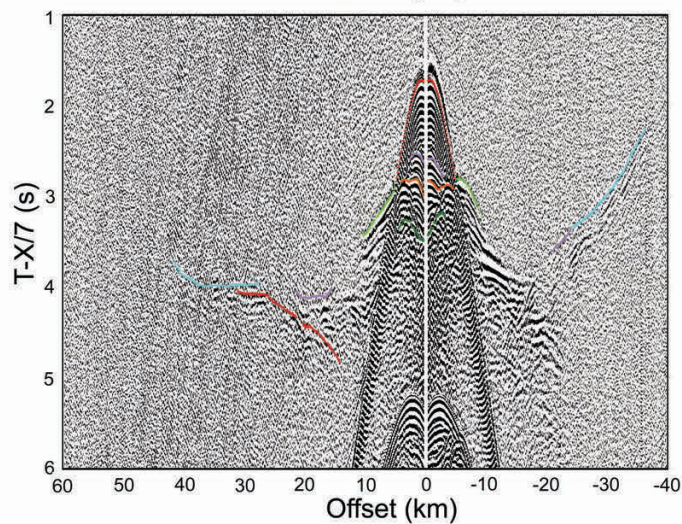
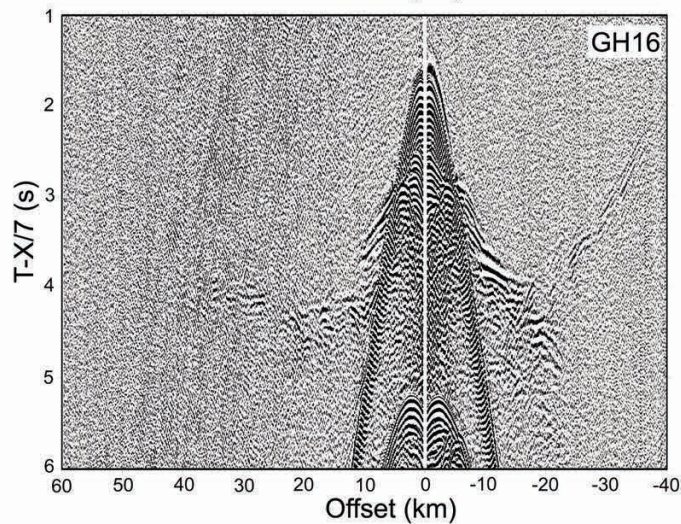
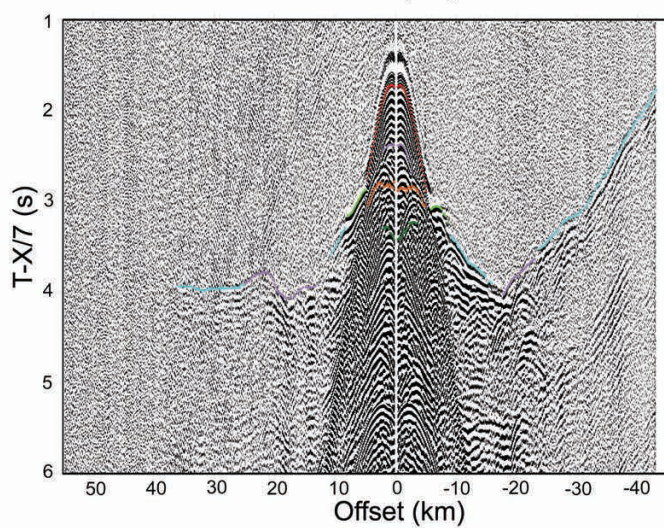
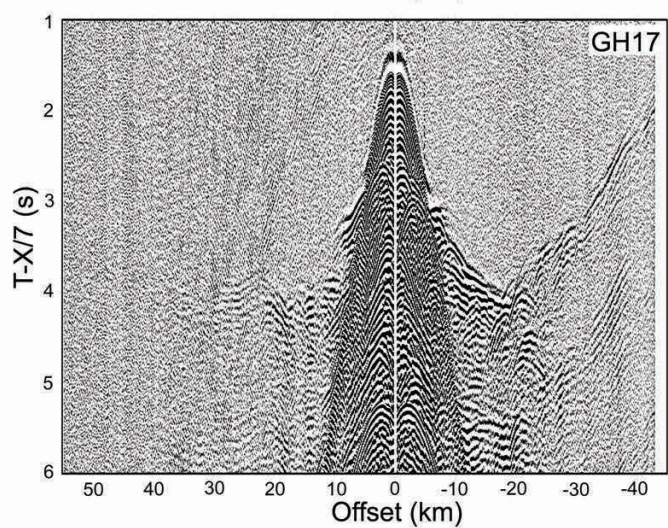
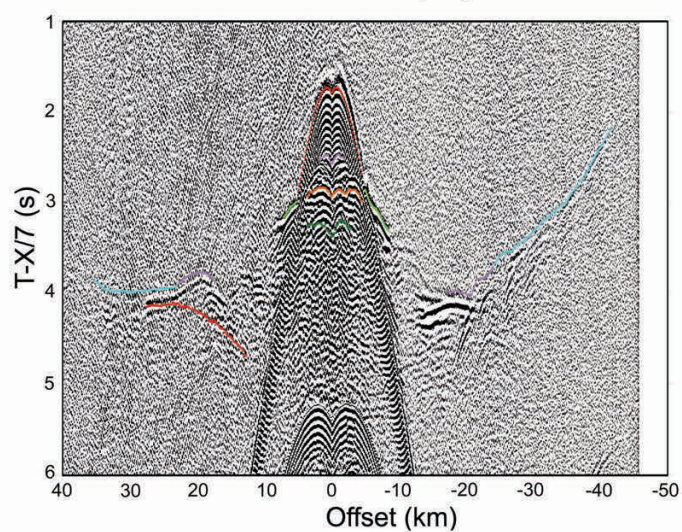
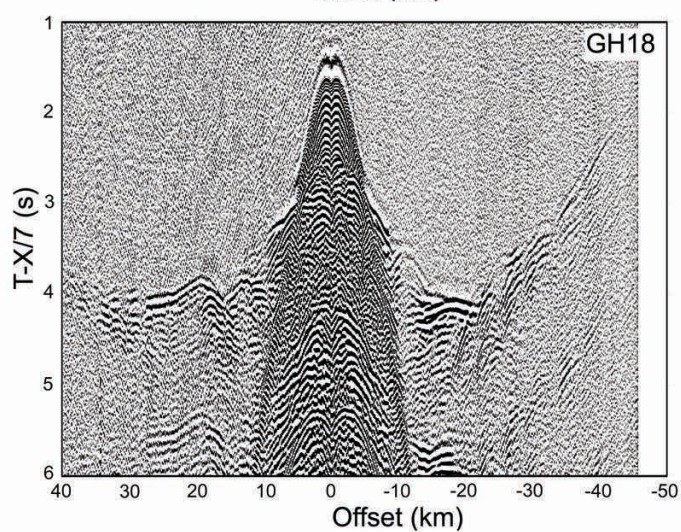
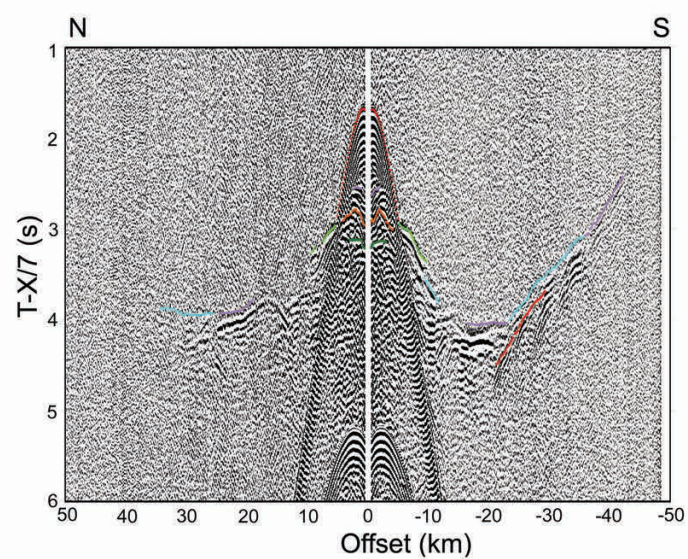
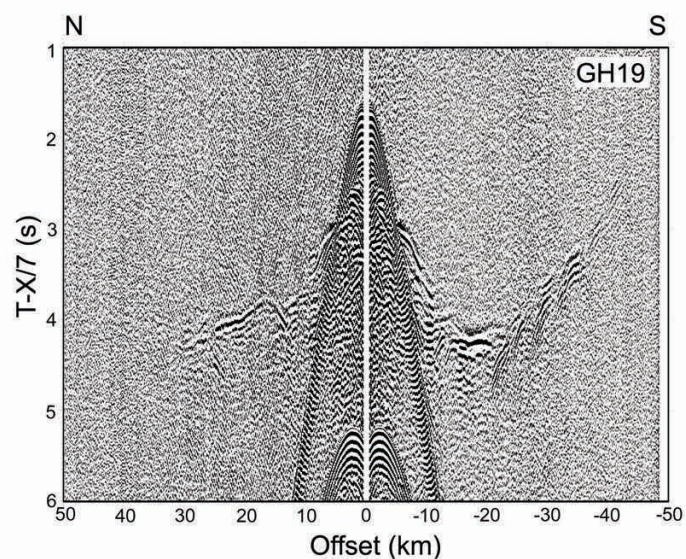




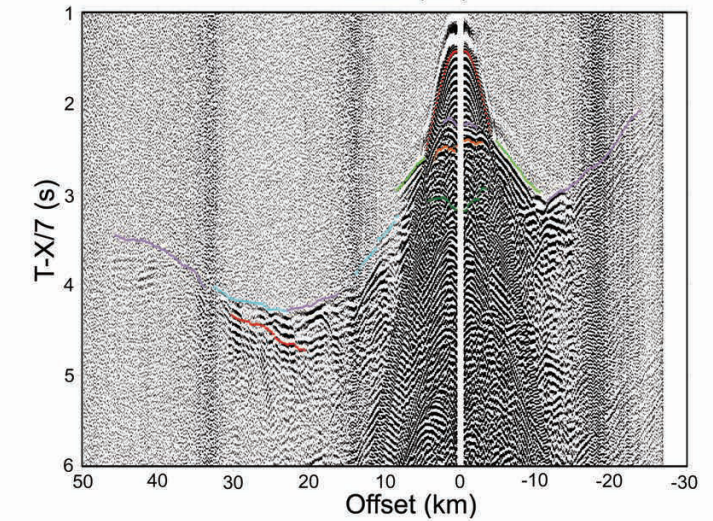
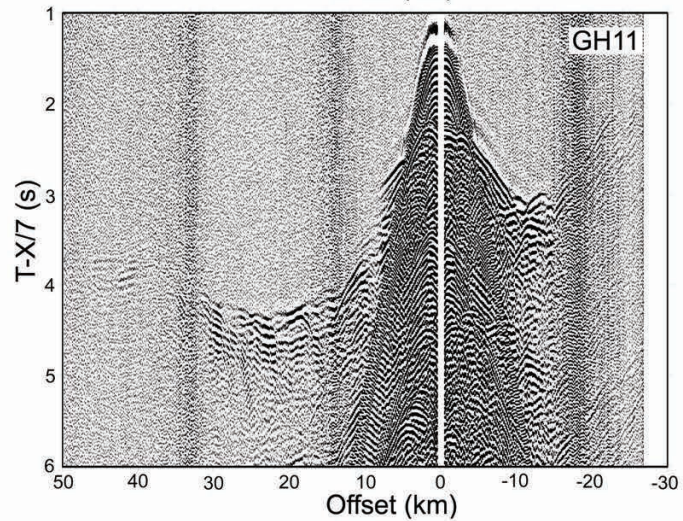
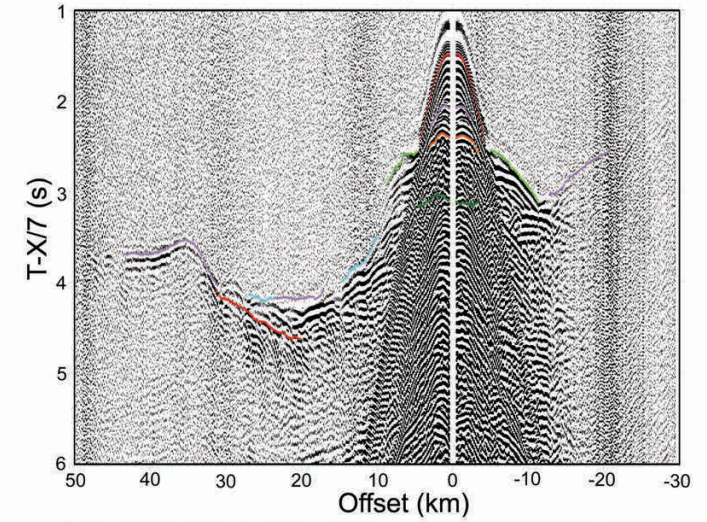
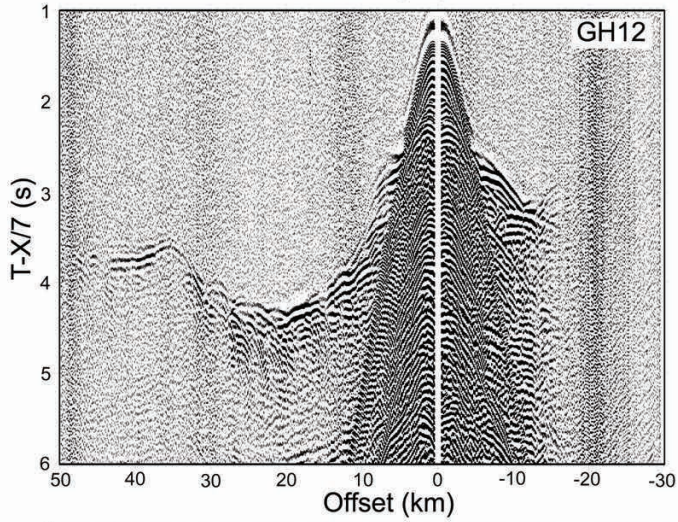
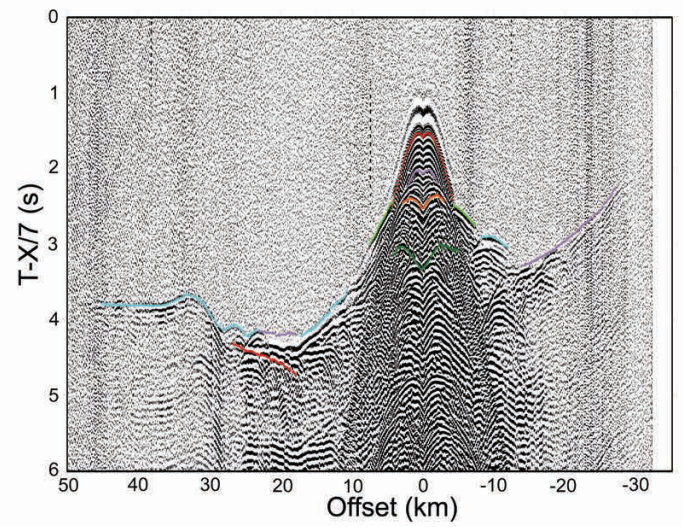
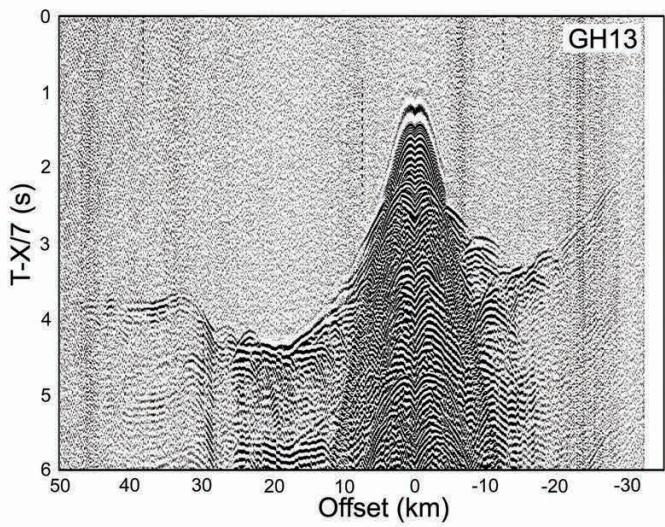
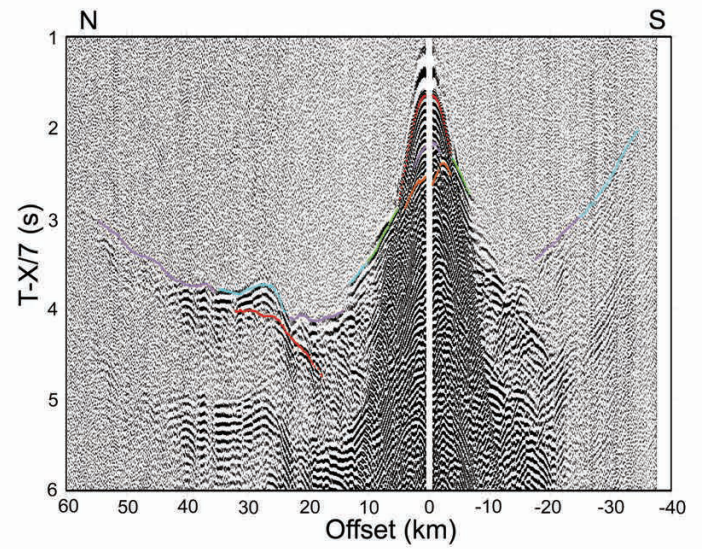
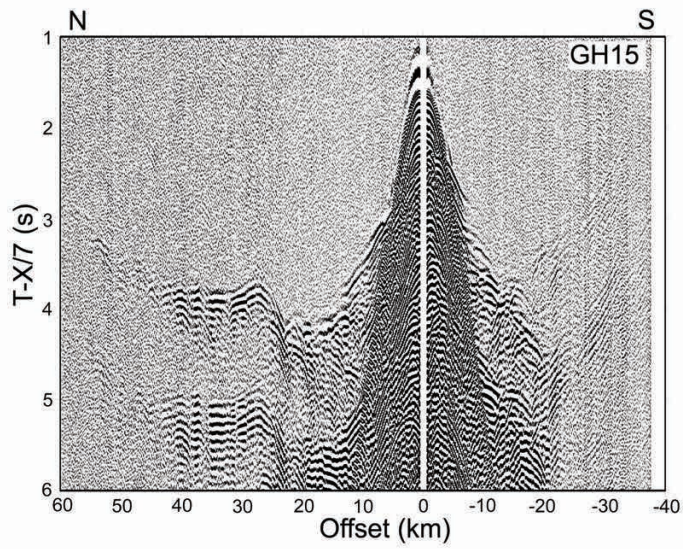




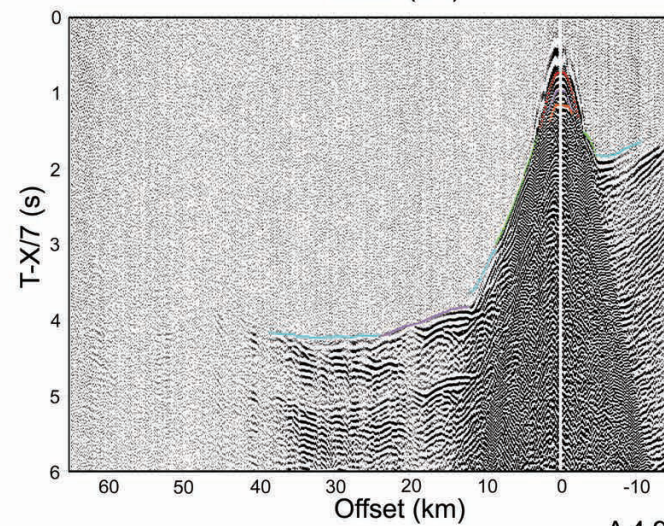
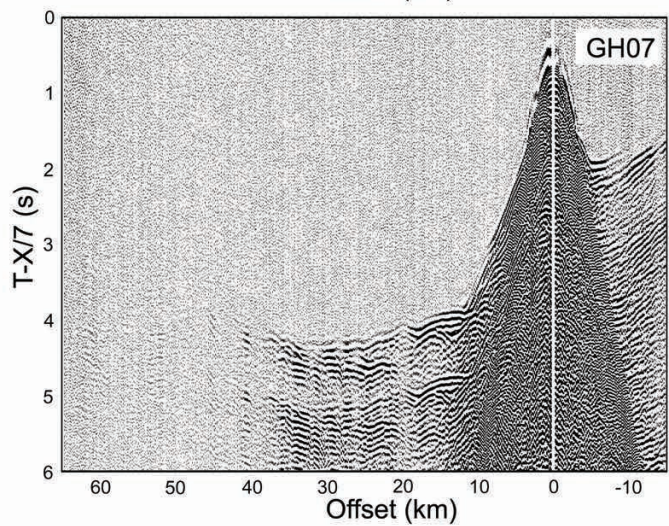
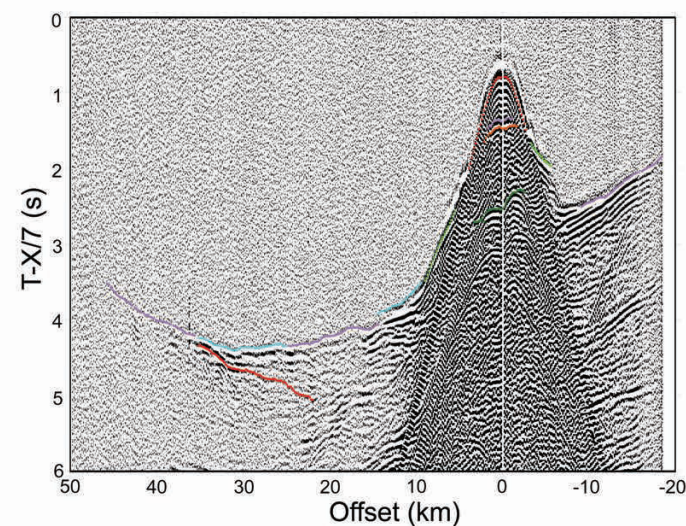
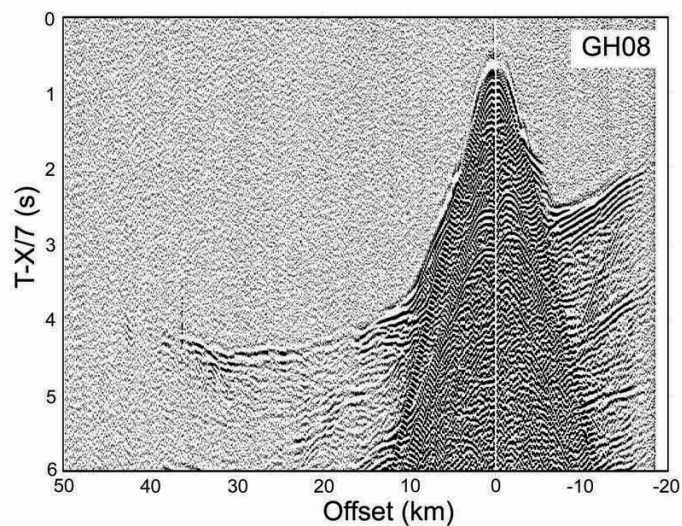
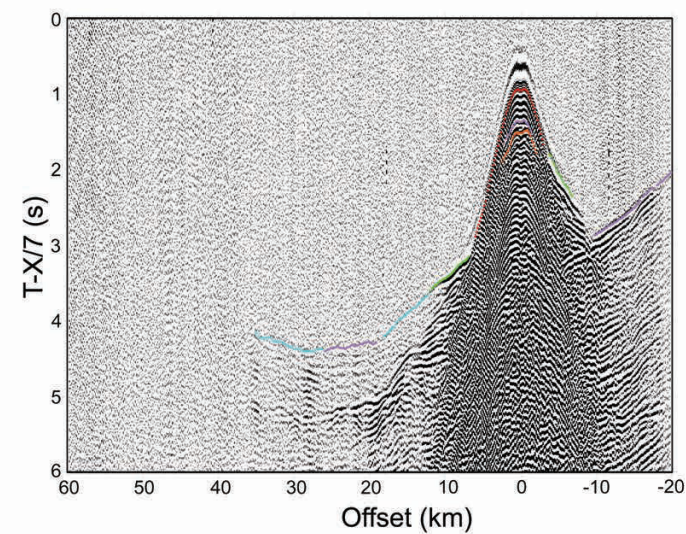
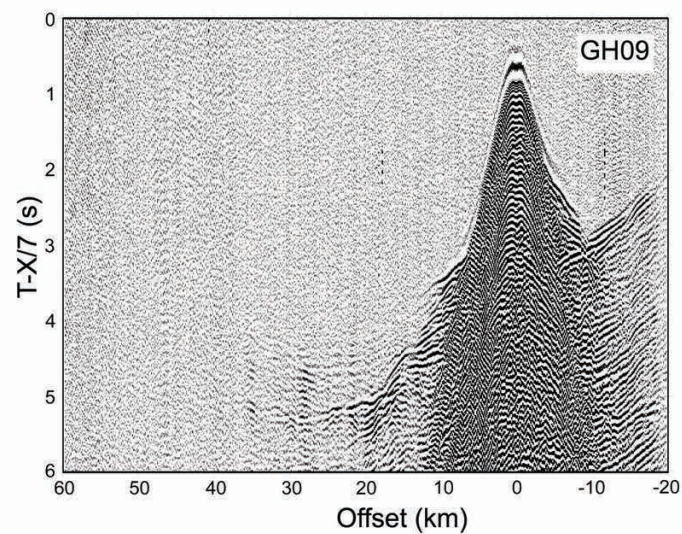
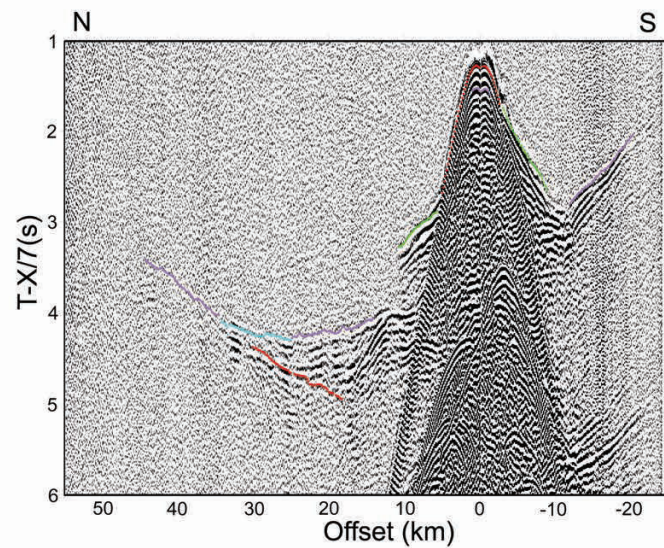
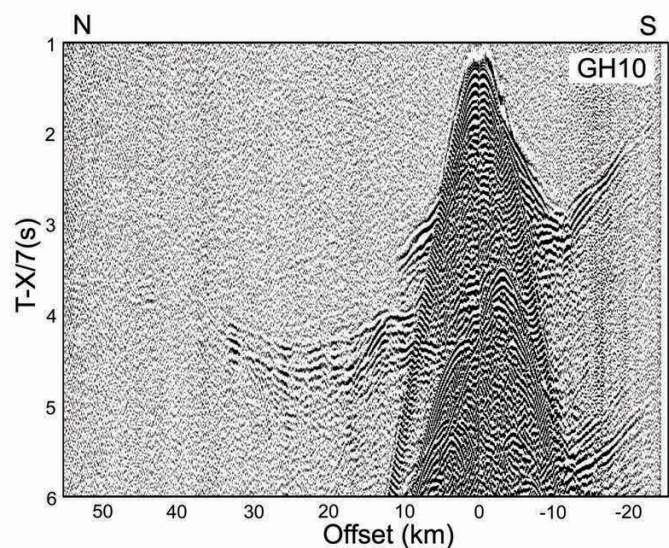




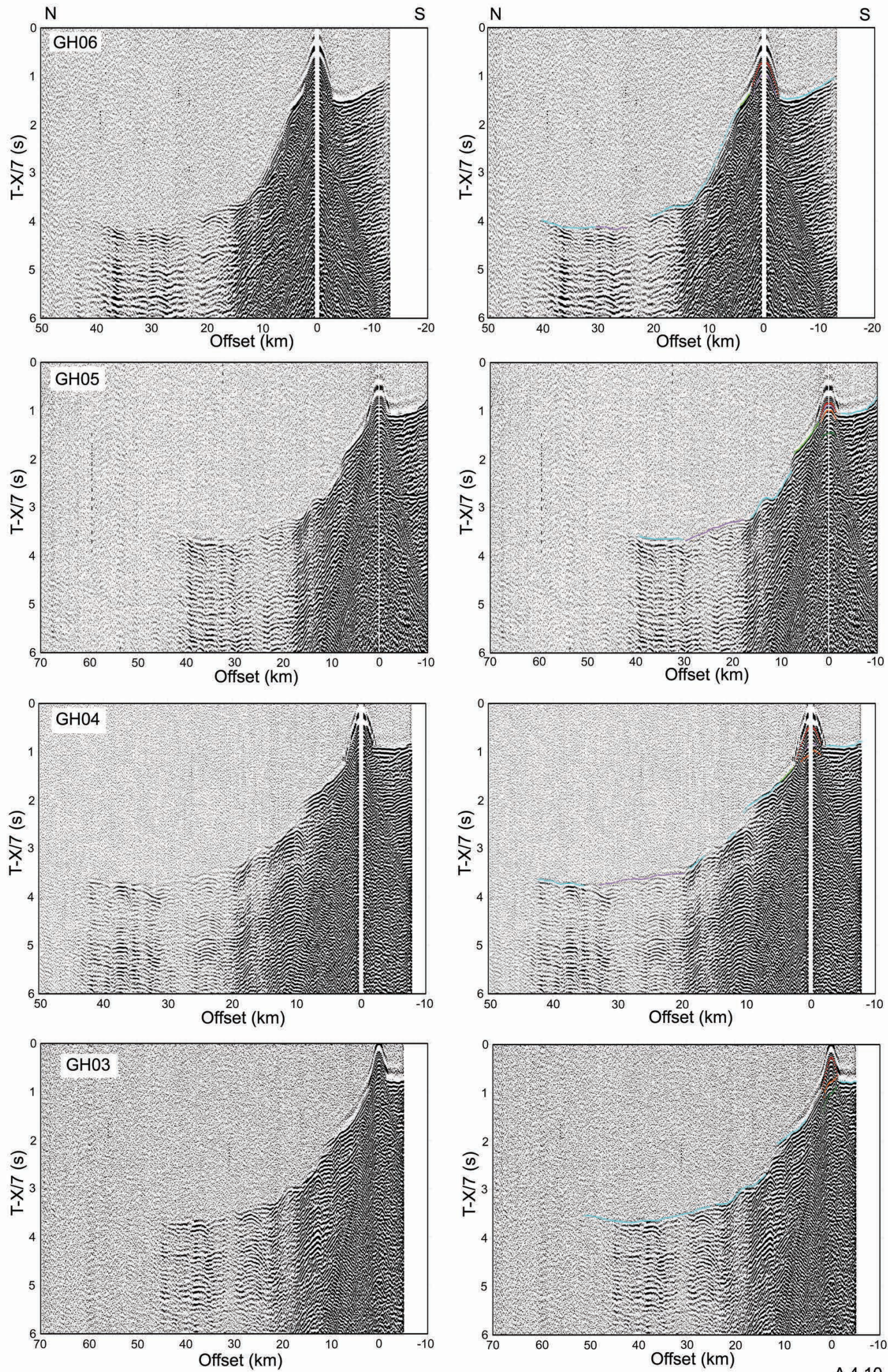




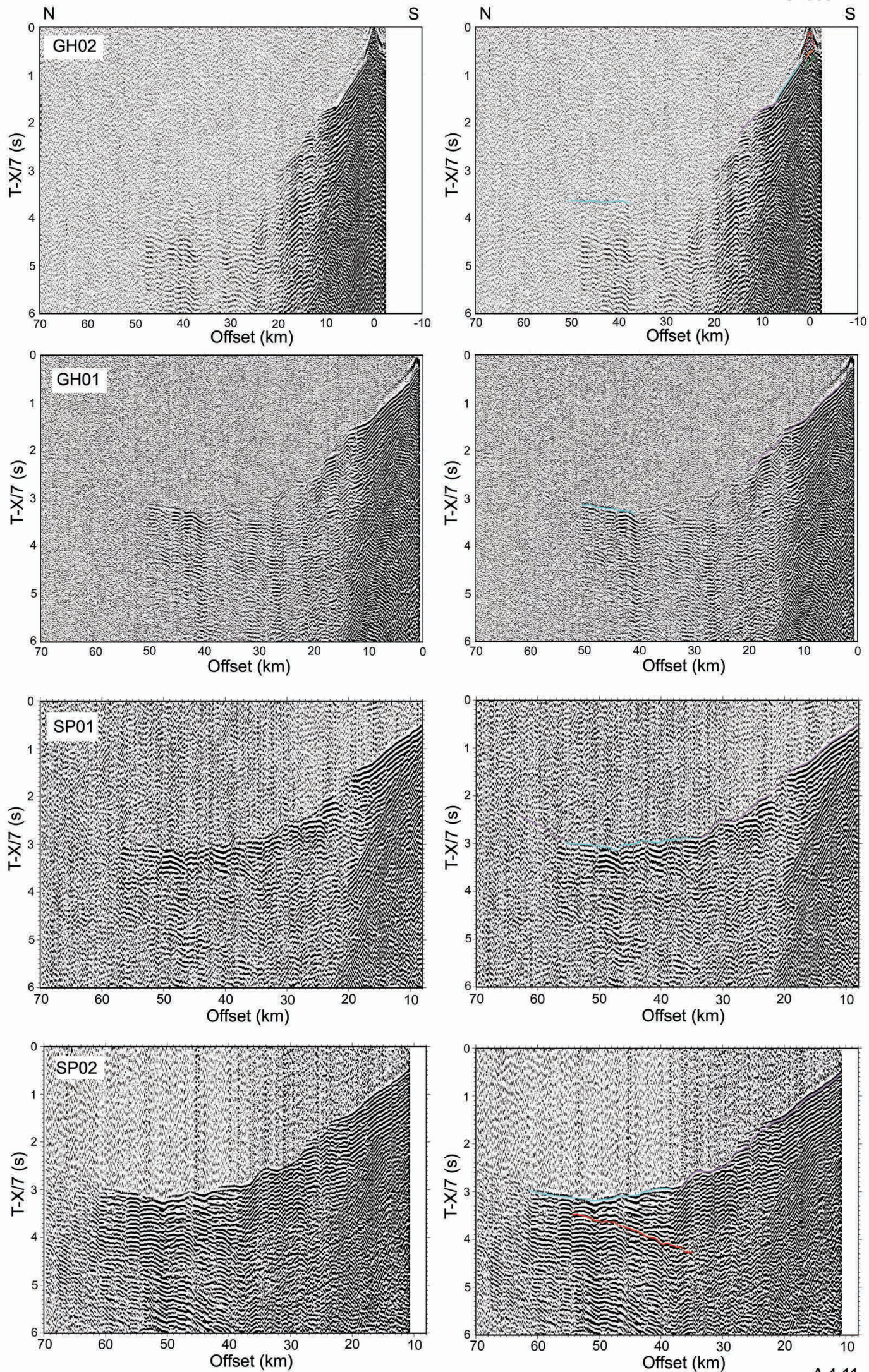




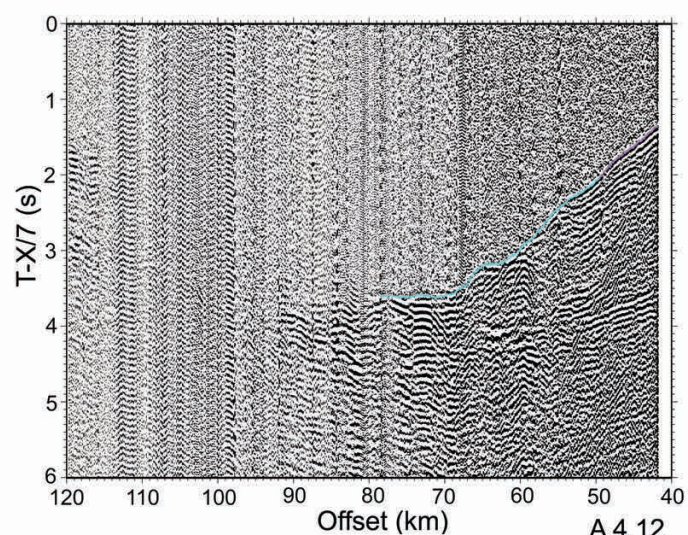
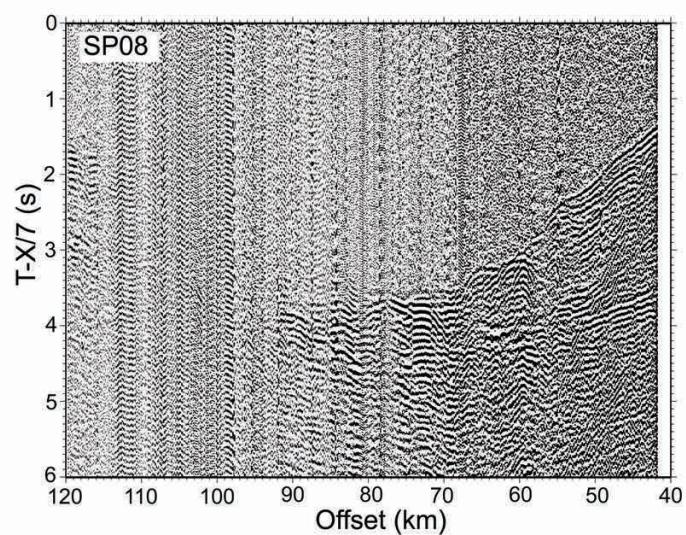
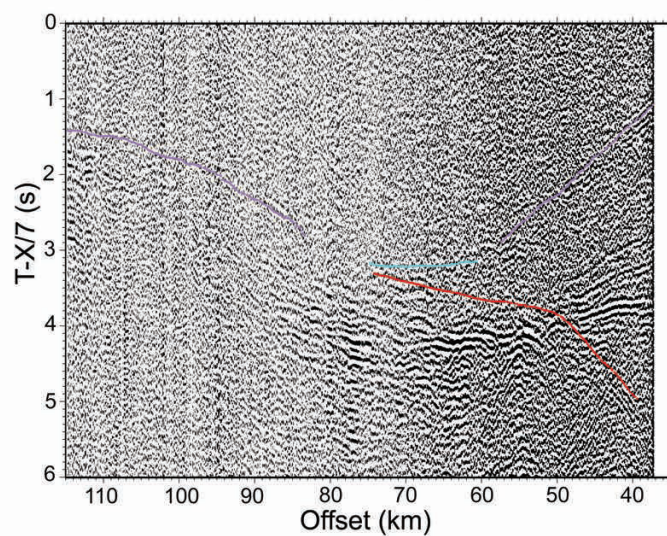
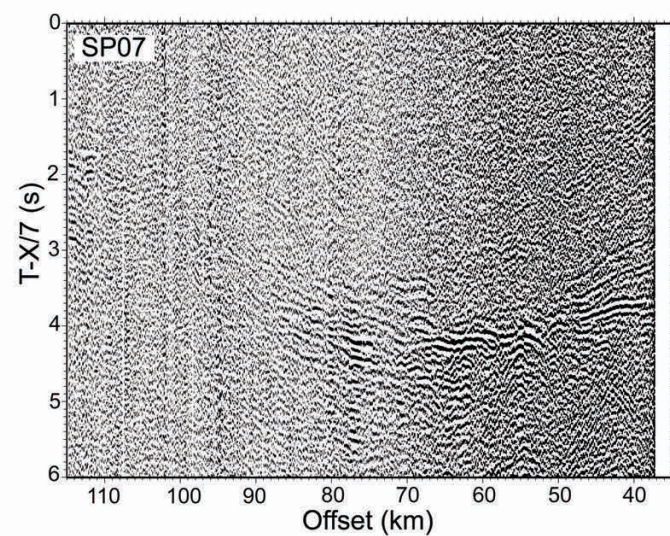
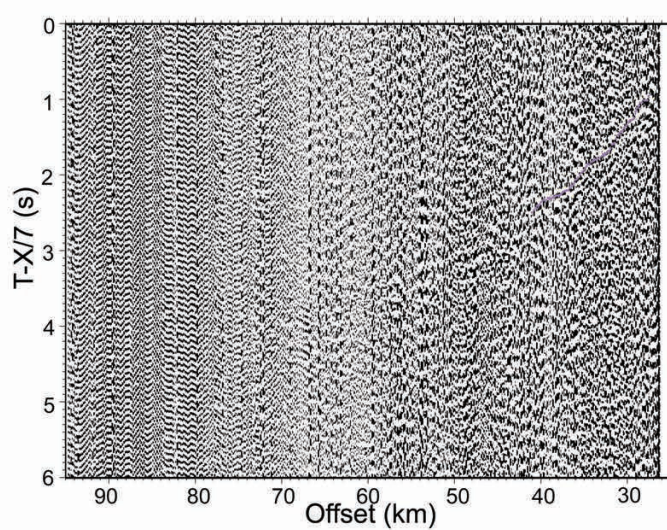
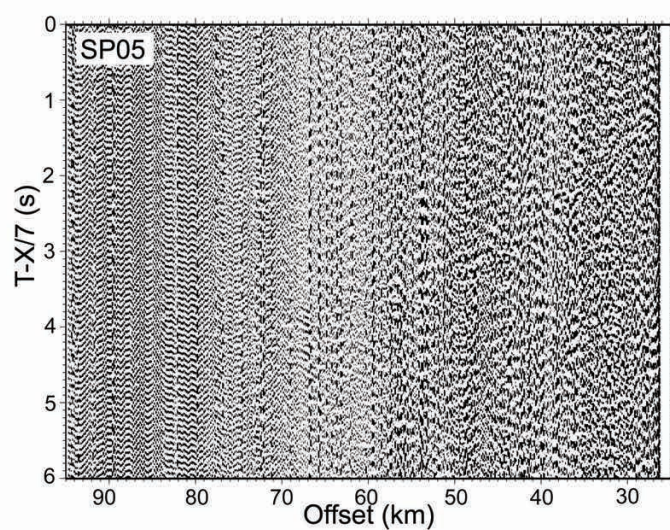
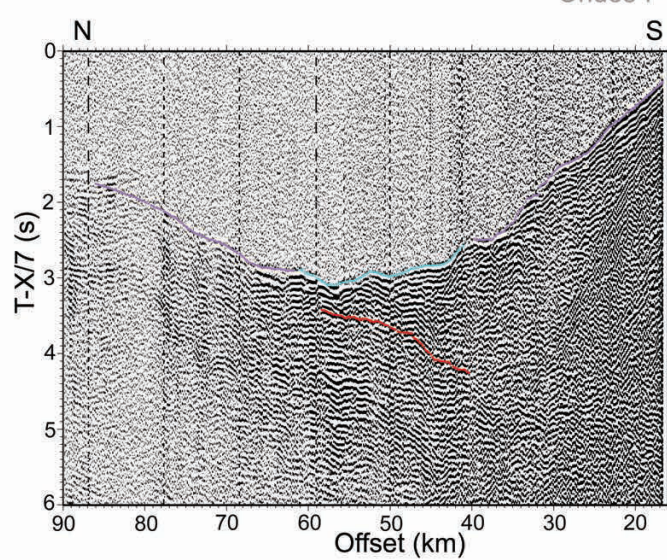
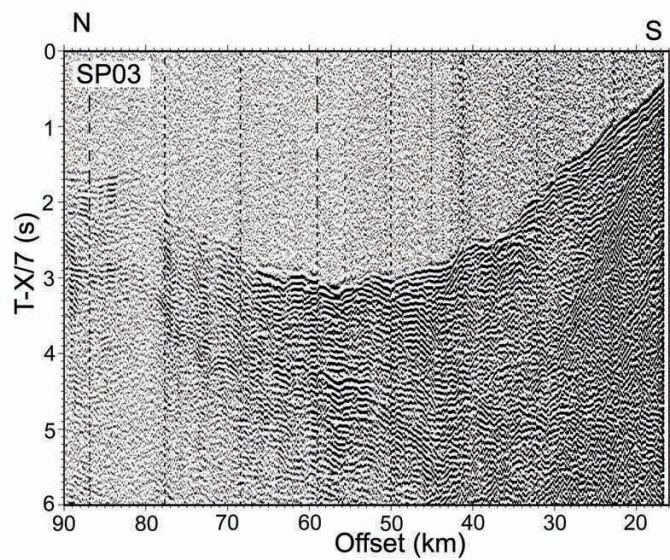




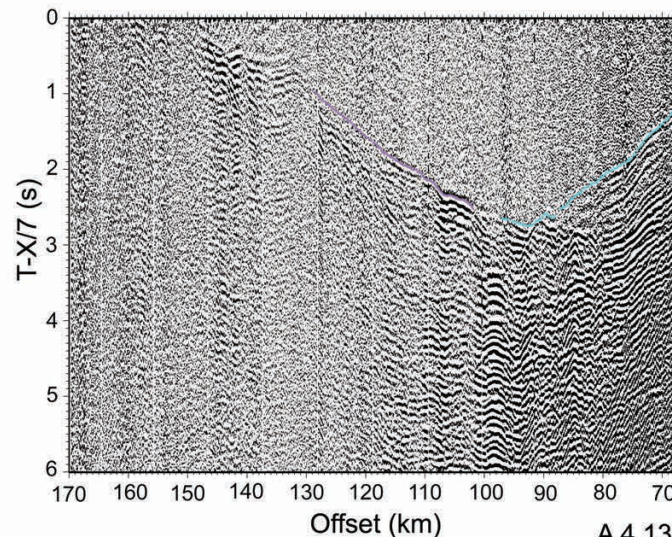
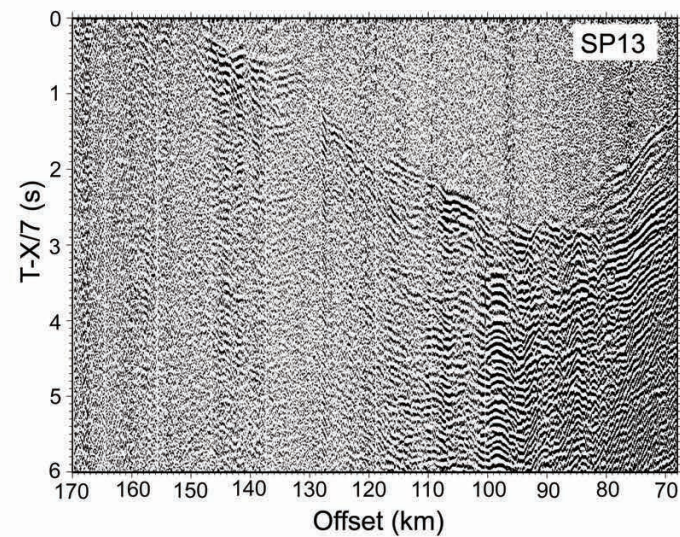
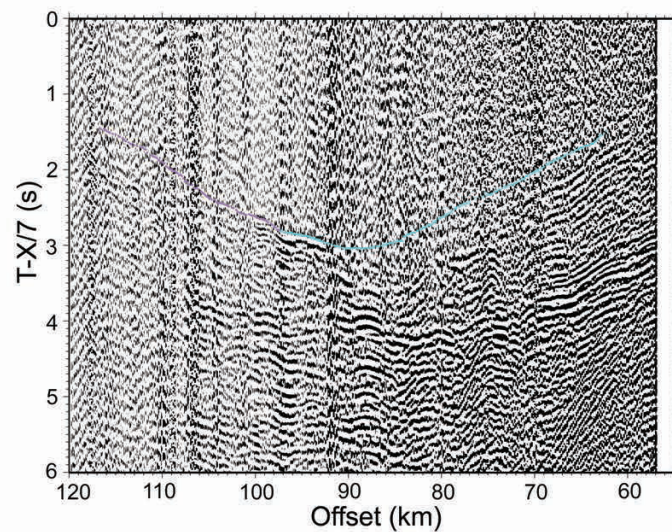
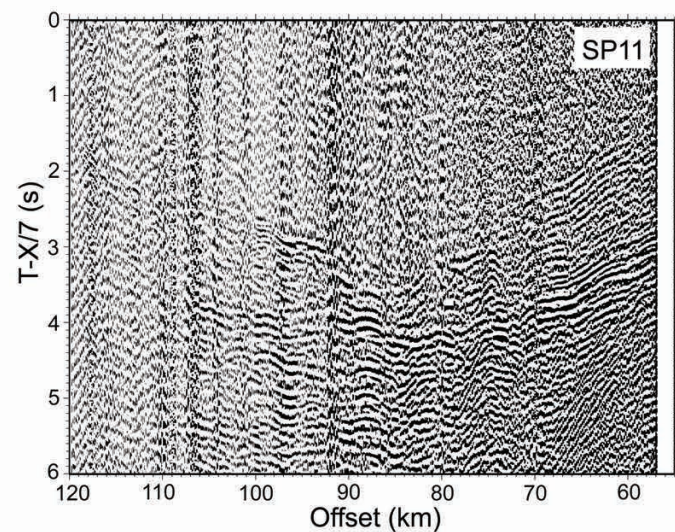
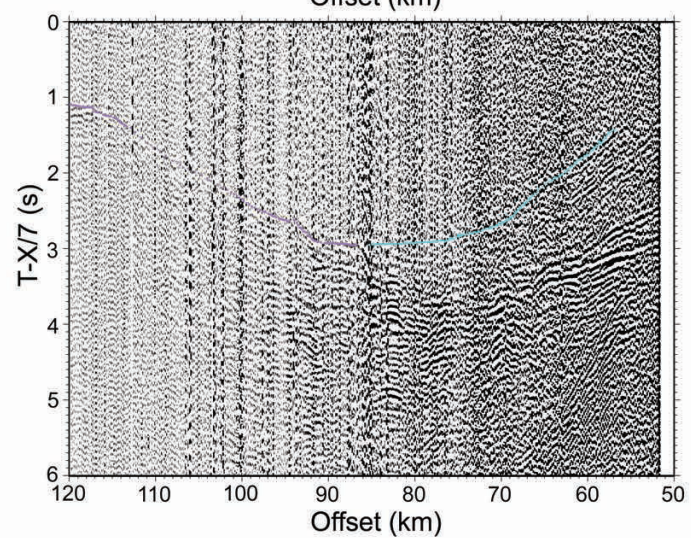
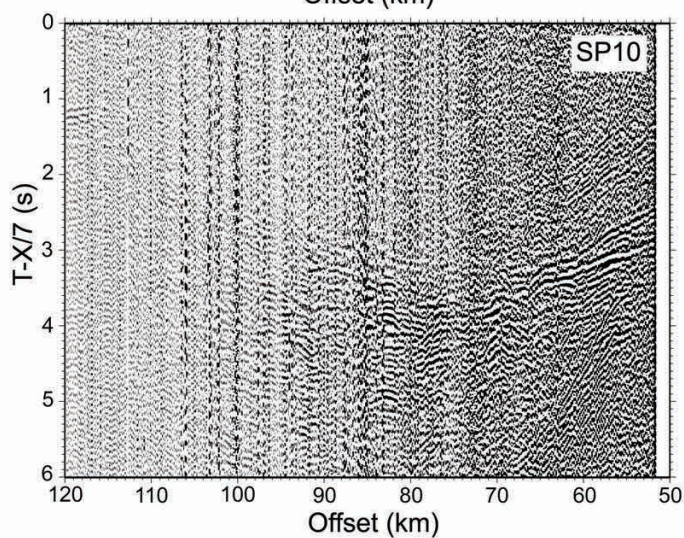
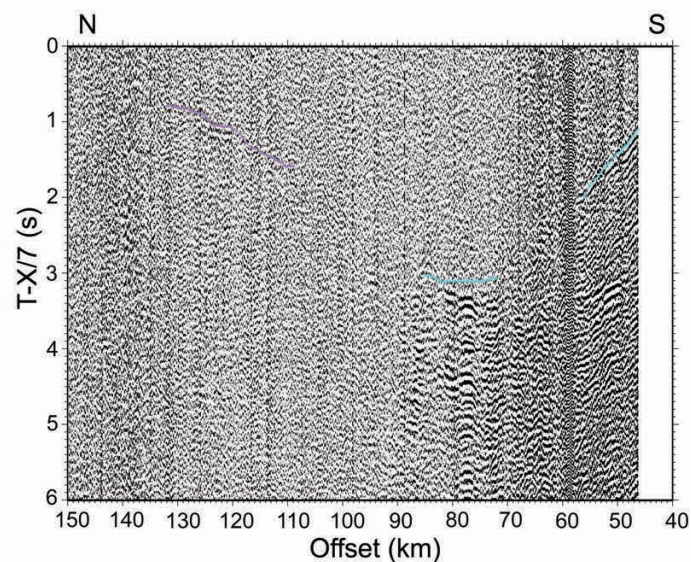
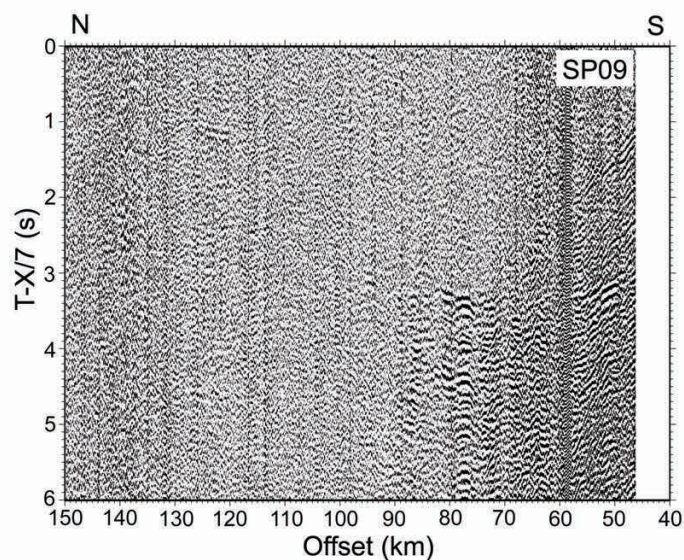
















## ***Annexe 5 :***

*Enregistrement sismique grand-angle*

*Ondes S*

Chaque section OBS est représentée sans et avec pointé.

